

Inhalt.

3. und 4. Heft.

NB. Die Autoren allein sind für den Inhalt und die Form ihrer Aufsätze verantwortlich.

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien III. Steingasse 25

JAHRBUCH

DER

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT

LXIX. BAND 1919.

Mit 5 Tafeln.



Wien, 1920.

Verlag der Geologischen Staatsanstalt.

In Kommission bei **R. Lechner (Wilh. Müller)**, Universitätsbuchhandlung

I. Graben 31.

Die Autoren allein sind für den Inhalt ihrer Mitteilungen verantwortlich.

Inhalt.

1. und 2. Heft.

3. und 4. Heft.

Verzeichnis der Tafeln.

Personalstand

der

Geologischen Staatsanstalt.

(1. Mai 1920.)

Leiter der Geologischen Staatsanstalt:

Geyer Georg, Besitzer des Ritterkreuzes des Franz Josef-Ordens, Regierungsrat, korr. Mitglied der Akademie der Wissenschaften, III. Hörnesgasse Nr. 9.

Chefgeologen:

Dreger Julius, Phil. Dr., Oberbergrat, Mitglied der Kommission für die Abhaltung der ersten Staatsprüfung für das landwirtschaftliche, forstwirtschaftliche und kulturtechnische Studium an der Hochschule für Bodenkultur etc., Ehrenbürger der Stadt Leipnik und der Gemeinde Mösel, III. Ungargasse Nr. 71.

Kerner-Marilaun Fritz, Med. U. Dr., Oberbergrat, korr. Mitglied der Akademie der Wissenschaften, Mitglied der Kommission für die Abhaltung der ersten Staatsprüfung an der Hochschule für Bodenkultur, III. Keilgasse Nr. 15.

Hammer Wilhelm, Phil. Dr., Bergrat, XIII. Waidhausenstraße Nr. 16.

Waagen Lukas, Phil. Dr., Besitzer des Goldenen Verdienstkreuzes mit der Krone, Bergrat, III. Sophienbrückengasse Nr. 10.

Ampferer Otto, Phil. Dr., Bergrat, II. Schüttelstraße Nr. 77.

Vorstand des chemischen Laboratoriums:

Eichleiter Friedrich, Ing., Besitzer des Kriegskreuzes II. Kl. für Zivilverdienste, Regierungsrat, III. Kollergasse Nr. 18.

Geologen:

Ohnesorge Theodor, Phil. Dr., III. Hörnesgasse Nr. 24.

Beck Heinrich, Phil. Dr., III. Erdbergstraße Nr. 35.

Vetters Hermann, Phil. Dr., Privatdozent an der montanistischen Hochschule in Leoben, III. Tongasse Nr. 3.

Bibliothekar:

Maluschka Alfons, Phil. Dr., III. Sophienbrückengasse 24.

Adjunkten:

Hackl Oskar, Techn. Dr., IV. Schelleingasse 8.

Götzinger Gustav, Phil. Dr., Preßbaum bei Wien.

Assistenten:

Sander Bruno, Phil. Dr., Privatdozent an der Universität in Wien. XIII. Rosentalgasse 20.

Spengler Erich, Phil. Dr., Privatdozent an der Universität in Wien. III. Marxergasse 39.

Praktikant:

Winkler-Hermaden Artur, Phil. Dr. Derzeit Kapfenstein in Steiermark.

Für die Kartensammlung:

Lauf Oskar, I. Johannesgasse 8.

Huber Franz, V. Anzengrubergasse 8.

Stromer Richard, XV. Reithoferplatz 5.

Für die Kanzlei und Rechnungsführung:

Gaina Johann, Rechnungsrat im Staatsamt für Unterricht, Besitzer des Kriegskreuzes III. Kl. für Zivilverdienste, III. Barichgasse 32.

Kanzleioffiziantin:

Girardi Margarete, III. Geologengasse Nr. 1.

Diener:

Amtsdiener:

Wallner Matthias, Besitzer der ihm zweimal verliehenen kleinen Silbernen Tapferkeitsmedaille, III. Rasumofskygasse Nr. 25.

Kreyča Alois, III. Erdbergstraße 33.

Präparator: Koenig Josef, III. Rasumofskygasse 23.

Laborant: Felix Johann, III. Rasumofskygasse 23.

Aushilfskraft: Ulbing Johann, Amtsdiener i. R., III. Rasumofskygasse Nr. 23.

Ausgegeben im April 1920.

JAHRBUCH

DER

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT

JAHRGANG 1919. LXIX. BAND.

1. und 2. Heft.



Wien, 1920.
Verlag der Geologischen Reichsanstalt.

In Kommission bei R. Lechner (Wilhelm Müller), Universitätsbuchhandlung
I. Graben 31.

Arbeiten aus dem chemischen Laboratorium der Geologischen Staatsanstalt, ausgeführt in den Jahren 1913—1918

von C. F. Eichleiter und Dr. O. Hackl.

Es war bisher die Gepflogenheit unseres chemischen Laboratoriums, einen Bericht über die chemisch-analytische Tätigkeit desselben für speziell praktische Zwecke während drei Jahren in dem Jahrbuche unserer Anstalt zu veröffentlichen. Da aber infolge des Krieges unser Laboratorium während desselben mit Arbeiten, die in einem gewissen Zusammenhange mit der Kriegsmaterialbeschaffung standen, arg überbürdet war und dabei noch unter der durch Einrückung verursachten Verminderung unseres ohnehin kleinen Laboratoriumspersonalstandes zu leiden hatte, konnte die für die Verfassung eines derartigen Berichtes nötige Zeit durchaus nicht aufgebracht werden und es mußte dessen Verfassung und Veröffentlichung auf spätere, günstigere Zeiten verschoben werden. Nachdem nun dieser Zeitpunkt in solcher Hinsicht wenigstens in unserem Laboratorium eingetreten ist, geben wir im folgenden diesmal eine Zusammenstellung der in den Jahren 1913, 1914, 1915, 1916, 1917 und 1918 von uns durchgeführten technischen Analysen.

Ebenso wie in früheren derartigen Zusammenstellungen bilden die im folgenden zur Veröffentlichung gebrachten Untersuchungen nur einen kleinen Teil der gesamten in den oben angeführten Jahren in unserem chemischen Laboratorium für Parteien zu technischen oder kommerziellen Zwecken vorgenommenen Untersuchungen, nachdem wir hier doch nur jene Untersuchungen aufnehmen konnten, welche sich auf Materialien beziehen, deren Fundort oder eventuelle Erzeugungsstätte uns bekanntgegeben wurde und bei welchen für die Veröffentlichung von seiten der Einsender kein Hindernis vorlag.

Die im vorhergehenden Absatze angeführten Umstände waren für den Umfang der jetzigen Zusammenstellung besonders einflußreich, indem eine große Zahl von Untersuchungen aus den erwähnten Gründen nicht veröffentlicht werden konnte; dadurch erklärt sich eben der verhältnismäßig geringe Umfang dieser Zusammenstellung, die doch sechs Jahre umfaßt, gegenüber den früheren, welche bisher immer nur über drei Jahre praktischer Arbeitstätigkeit handelten. Ein Vergleich der Anzahl der hier veröffentlichten Untersuchungen mit der Anzahl der in den Jahren 1913—1918 in den Jahresberichten unseres

Laboratoriums ausgewiesenen jährlichen Probenzahl gibt das beste Bild von dem ungewöhnlich großen Ausfall an nicht publizierbaren Analysenresultaten.

Jene Analysen, welche zu wissenschaftlichen Zwecken dienten, zumeist Gesteins- und Mineraluntersuchungen, ferner Untersuchungen über analytische Arbeitsmethoden, dann Untersuchungen, die teils wissenschaftlichen, teils praktischen Zwecken dienten, zum Beispiel Mineralwasseranalysen, sind bereits an anderer Stelle unserer Anstaltsdruckschriften, vereinzelt auch in entsprechenden Fachschriften erschienen.

Da wir uns bei den Namen der Fundorte mitunter ganz auf die Angaben der Einsender verlassen müssen, die oft Lokalitäten nennen, welche weder in einem Ortslexikon, noch auf einer Landkarte auffindbar sind, weil es sich dabei um Schurfstellen handelt, die in der Nähe von einzelnen Gehöften, Berglehnen, Gräben usw. gelegen sind, ist uns oft die Möglichkeit entzogen, derartige Angaben zu kontrollieren und können wir daher auch keine Verantwortung für die richtige Schreibweise solcher Fundorte übernehmen.

Bezüglich der geographischen Einteilung der Fundorte wäre bei dieser Zusammenstellung folgendes zu bemerken.

Nachdem fast die sämtlichen Untersuchungsmaterialien in den Zeiten, in welchen noch die österreichisch-ungarische Monarchie bestanden hat, eingesendet worden sind, anderseits aber die Zuteilung mancher Ländereien zu den neugebildeten Staaten noch strittig und unentschieden ist[1]), haben wir uns entschlossen, diesmal noch die alte geographische Einteilung beizubehalten, insbesondere deshalb, weil der leider ohnehin so lange hinausgeschobene Zeitpunkt der Veröffentlichung ein Abwarten des endgültigen Bildes der politischen Grenzen der Länder der ehemaligen Monarchie nicht zuläßt.

Nachdem der Umfang der im folgenden gebrachten Untersuchungen von den jeweiligen Wünschen der betreffenden Parteien abhängig war, ist es erklärlich, daß nicht immer vollständige Analysen vorliegen, sondern daß in vielen Fällen nur auf einzelne Bestandteile geprüft werden konnte.

Wie in früheren derartigen Zusammenstellungen, wurden auch hier sämtliche Untersuchungsergebnisse dem Charakter des Probematerials entsprechend in Gruppen eingeteilt, und zwar in folgender Weise:

I. Elementaranalysen von Kohlen.

Die Anordnung in den die Resultate dieser Analysen enthaltenen Tabellen geschah folgendermaßen:

Die untersuchten Kohlen wurden nach Ländern und innerhalb dieser Abteilungen nach geologischen Formationen aneinandergereiht. Am Schlusse dieser Analysen der Ländergruppe Oesterreich sahen wir uns veranlaßt, die Ergebnisse von ein paar Brikett- und Koks-

[1]) Zur Zeit der Verfassung dieses Artikels, Frühjahr 1919.

proben anzufügen, weil die sehr geringe Anzahl derselben eine Zusammenfassung in eine eigene Gruppe nicht tunlich erscheinen ließ.

Die Feststellung des Brennwertes (Kalorien) geschah ausschließlich durch Berechnung aus den Analysenresultaten nach der Formel:

$$\frac{8080\,C + 34500\left(H - \frac{O}{8}\right) + 2500\,S - \left(H_2O + 9\,\frac{O}{8}\right)637}{100}$$

wobei C, H, O, S und H_2O die Prozente von Kohlenstoff, Wasserstoff, Sauerstoff, verbrennlichem Schwefel und Wasser bedeuten.

II. Graphite.

III. Erze.

a) Silber- und goldhältige Erze. In dieser Unterabteilung bringen wir die Untersuchungsergebnisse jener Erze, welche entweder nur auf den Gold- und Silbergehalt geprüft wurden oder bei welchen außerdem noch andere Bestandteile bestimmt wurden. Es finden sich daher hier sowohl goldhältige Quarzgesteine etc. als auch Erze, die ihrem hauptsächlichen Metallgehalt nach bei den Blei- oder Kupfererzen etc. oder wegen des vorwiegenden Schwefelgehaltes bei den Schwefelerzen eingereiht werden müßten.

b) Kupfererze.
c) Bleierze.
d) Zinkerze.
e) Antimonerze.
f) Eisenerze.
g) Aluminiumerze.
h) Chromerze.
i) Manganerze.
k) Schwefelerze.

IV. Kalke, Dolomite, Mergel etc.

V. Tone und Sande.

VI. Andere Gesteine (Silikate und Asphalte).

VII. Wässer.

VIII. Erdöle.

IX. Diverse Materialien.

I. Elementaranalysen von Kohlen.

Einsender	Fundort der Kohle	Geologische Formation	C %	H %	O + N %	S % verbrennlich	H_2O %	Asche %	S % in der Asche	Gesamt-S %	Kalorien berechnet	Analytiker
	Oesterreich.											
Sct. Pankraz-Zeche, Nürschan, Böhmen	Nürschan, Grimich-Schacht	Karbon	74·95	4·94	11·43	0·48	4·20	4·00	0·01	0·49	7170	Hackl
Franz Elstner, Pilsen	Modschiedl, Ger.-Bezirk Luditz, Böhmen: Versuchsschacht auf Parzelle Nr. 1894	„	54·27[1])	3·01	11·85	0·67	26·15	4·05	0·28	0·95	4688	Eichleiter
Galizische Montanwerke, A.-G. Siersza, Galizien	Siersza – Nord, 1914/15, Bohrloch	„	62·89	4·43	13·07	1·01	12·90	5·70	0·30	1·31	5897	Hackl
Société anonyme Minière et Industrielle	Jaworzno, Galizien, Domsgrube, Sobieski-Schacht:											
	2·20 m Flöz, 100 m Tiefe	„	58·36	3·70	13·64	1·55	14·30	8·45	0·40	1·95	5251	Eichleiter
	2·30 m Flöz, 252·6 – 254·8 m Tiefe	.	61·10	4·05	13·36	1·49	11·15	8·85	0·31	1·80	5529	„
	1·30 m Flöz, 284·5 – 286·8 m Tiefe	„	61·91	4·70	13·43	1·66	12·80	5·50	0·33	1·99	5908	„
Bergdirektion der Steinkohlen - Gewerkschaft Brzeszcze, Galizien	Brzeszcze, Flöz AI	„	67·85	4·28	12·95	0·27	7·09	7·56	0·45	0·72	6269	Hackl
Galizische Montanwerke Siersza, Galizien	Trzebionka, Galiz. (Bohrproben):											
	aus 242 m Tiefe		59·59	3·54	12·55	2·77	10·40	11·15	0·59	3·36	5408	Eichleiter
	aus 312 m „	„	55·06	2·61	12·45	5·28	8·15	16·45	0·42	5·70	4802	„
	aus 450 m „	„	62·56	3·68	14·60	1·21	9·90	18·05	0·34	1·55	5562	„
	aus 550 m „	„	63·95	3·93	13·09	1·13	10·35	7·55	0·31	1·44	5826	„

[1]) Koksausbeute 46·74 %; 1 *kg* Kohle gibt Gas 69·00 *l*.

Einsender	Fundort der Kohle	Geologische Formation	C %	H %	O+N %	S % verbrennlich	H_2O %	Asche %	S % in der Asche	Gesamt-S %	Kalorien berechnet	Analytiker
Zinkhütten- und Bergwerks-A.-G. vormals Dr. Lewitsch u. Co. in Trzebinia, Galizien	Koscieléc, Galizien, Ger.-Bezirk Chrzanów:											
	Bohrtiefe 582—585 *m*	Karbon	62·48	3·92	11·38	1·72	13·65	6·85	0·25	1·97	5785	Eichleiter
	„D"	„	56·89	3·72	12·20	3·54	11·85	11·80	0·17	3·71	5281	Hackl
Fritz Maschke, Wien XX .	Czechowitz, Oesterr.-Schlesien .	„	70·43	4·25	15·09	0·63	6·20	3·40	0·27	0·90	6273	Eichleiter
Grünbacher Steinkohlenwerke, Grünbach, Nied.-Oesterr.	Grünbach, Nied.-Oesterr.:											
	I	Gosau	61·45	4·38	14·54	0·73	7·60	11·30	0·62	1·35	5714	Hackl
	II Klauser Förderkohle . . .	„	55·77	3·58	15·80	1·15	4·05	19·65	1·27	2·42	4847	Eichleiter
	III Segen Gottes Förderkohle .	„	58·20	3·78	15·69	1·23	4·20	16·90	0·42	1·65	5222	„
Bergverwaltung Groß-Hollenstein an der Ybbs, Nied.-Oesterr.	Gr.-Hollenstein, Johannes-Stollen, Nied.-Oesterr.:											
	VI. Flöz	Lunzer-Sch.	65·37[1]	3·70	16·71	2·22	2·75	9·25	0·30	2·52	5657	„
	VII. Flöz (Hangend-Bank) . .	„	35·84[2]	2·39	8·75	5·02	2·90	45·10	0·19	5·21	3578	„
	VII. Flöz (Liegend Bank) . .	„	60·87[3]	3·96	13·28	3·54	2·80	15·55	0·43	3·97	5657	„
Mosco de Majo, Wien I .	Kogelsbach an der Ybbs, Nied.-Oesterr.:											
	Ollersberger Seite	„	74·51	5·01	10·62	2·06	1·60	6·20	0·08	2·14	7255	Hackl
	Elise-Stollen, Mittelflöz . . .	„	60·98	4·38	11·89	4·25	4·65	13·85	0·91	5·16	5919	Eichleiter
Revierbergamt St. Pölten, Nied.-Oesterr.	Gr.-Hollenstein an der Ybbs, Nied.-Oesterr.:											
	Johannes-Stollen	„	59·24[4]	4·42	11·07	1·87	2·85	20·55	1·40	3·27	5785	Hackl
Revierbergamt Brünn . .	Mollein bei Gewitsch in Mähren:											
	Marie-Henriette-Grubenfeld .	Kreide	29·26	2·18	14·64	0·52	16·05	37·35	0·06	0·58	2291	Eichleiter
Fürst Liechtensteinsche Kohlen- und Tonwerke in Mähr.-Trübau	Grubenfeld „Eintracht I", Gem. Briesen bei Mähr.-Trübau . .	„	25·31	2·12	11·39	4·47	10·16	46·55	0·27	4·74	2252	Hackl

[1]) Koksausbeute 61·60%. — [2]) Koksausbeute 73·70%. — [3]) Koksausbeute 60·00%. — [4]) Koksausbeute 65·57%.

Einsender	Fundort der Kohle	Geologische Formation	C %	H %	$O+N$ %	S % verbrennlich	H_2O %	Asche %	S % in der Asche	Gesamt-S %	Kalorien berechnet	Analytiker
Revierbergamt Brünn	Putzendorf, Mähren, Paulinen-Zeche	Cenoman	37·25	3·22	8 65	4·73	14·90	31 25	0·02	4·75	3707	Eichleiter
Südbahn - Gesellschaft, Bergbau-Leitung in Gonobitz	Stranitzen, Steiermark, Eduard-Schacht, Liegendflöz:											
	I Förderkohle	Oligocän	60·52 [1]	4·08	14·47	0·83	1·90	18·20	0 86	1·69	5578	Hackl
	II zerkleinerte Stückkohle	„	74·10 [2]	4·69	12·20	0·91	1·10	7 00	0 61	1·52	7108	„
Trifailer Kohlenwerks-Gesellschaft, Wien I	Trifail, Steiermark:											
	I	„	49 69	4·01	16·01	0·74	24·75	4 80	0·62	1·36	4454	„
	II	„	52·61	4·23	17·30	0·66	20·70	4·50	0·62	1·28	4726	„
	III	„	40 26	3 22	13·63	2·64	26·55	13·70	0·42	3·09	3577	Eichleiter
	IV	„	41·13	3·34	13·36	3·07	26·10	13 00	0·34	3·41	3714	„
dtto.	Trifail, Steiermark:											
	Stückkohle	„	42·79	3·63	15·43	0·70	25·40	12·05	0·51	1·21	3789	„
	Würfelkohle	„	46·80	3·72	14·79	2·24	22·15	10·30	0·63	2·87	4235	„
	Nußkohle	„	41·76	3·21	14·23	2·10	23·10	15 60	0 89	2·99	3671	„
dtto.	Trifail, Steiermark:											
	Würfelkohle	„	44·56	3·65	15·45	2·69	18·55	15 10	0 64	3 33	4032	Hackl
	Nußkohle	„	47 13	3·76	14·96	2·30	18·05	13 80	0·75	3 05	4294	„
Hrastnigger Glasfabrik, Hrastnigg	Trifail, Steiermark	„	38·54	2·92	15·22 [3]	1·02	24·70	17·60	0·42	1 44	3269	„
Südbahn - Gesellschaft Bergbauleitung in Gonobitz	Radldorf, Steiermark, Neuschacht, Hangendflöz:											
	I Staubkohle	„	55·75 [4]	3·83	8·68	2·29	3·10	26·35	0·97	3·26	5427	„
	II zerkleinerte Stückkohle	„	62·89 [5]	4·14	12·04	1·88	3·10	15 95	1·43	3·31	5932	„
Trifailer Kohlenwerks-Gesellschaft, Wien I	Sagor. Krain: Grieskohle	„	43·36	3·56	13 67	0·91	24·10	14·10	0·54	1·45	3938	„

[1]) Koksausbeute 73 00%; 1 *kg* Kohle liefert Gas 90·75 *l*. — [2]) Koksausbeute 69 44%; 1 *kg* Kohle liefert Gas 70·00 *l*. — [3]) Davon 0 88% *N*. — [4]) Koksausbeute 71 33%; 1 *kg* Kohle liefert Gas 66·25 *l*. — [5]) Koksausbeute 68·15%; 1 *kg* Kohle liefert Gas 57·00 *l*.

Einsender	Fundort der Kohle	Geologische Formation	C%	H%	$O+N$ %	S% verbrennlich	H_2O %	Asche %	S% in der Asche	Gesamt-S%	Kalorien berechnet	Analytiker
Kohlenwerksgesellschaft	Siverić, Dalmatien, Tepljuh-Feld .	Eocän	52·04	4·28	17·20	1·83	16·00	8·65	1·73	3·56	4760	Hackl
Monte Promina, Siverič, Dalmatien	Siverič, Dalmatien, Bohrschmand, Bohrloch III *a*	„	45·79	3·16	16·00	3·55	16·40	15·10	1·29	4·84	3970	Eichleiter
dtto.	Velusič, Dalmatien, Makele-Querschlag	„	51·00	3·59	14·79	3·82	19·00	7·80	1·76	5·58	4590	„
Eibiswalder Glanzkohlenwerke, Graz	Britof-Urem, Krain, Adriawerk .	„	76·39[1]	4·08	5·28	6·65	0·30	7·30	1·34	7·99	7479	Hackl
Johann Beer in Pořič bei Budweis	Korosek, Bez. Krumau, Böhmen, Freischurf	Miocän	27·36	2·23	12·83	1·63	41·60	14·35	0·50	2·13	2103	Eichleiter
Braunkohlenwerk Steinkirchen, Böhmen	Nakři, Ger.-Bezirk Frauenberg, Böhmen:											
	Bohrloch Nr. X	„	33·33	2·61	15·94	2·27	38·25	7·60	0·14	2·41	2616	„
	Bohrloch Nr. XVII	„	39·60	3·34	16·79	3·92	15·85	20·50	0·64	4·56	3504	Hackl
	Bohrloch Nr. XVIII	„	43·64	3·62	17·63	2·71	22·05	10·35	0·99	3·70	3817	„
	Bohrloch Nr. XII	„	34·39	2·82	15·51	1·13	37·65	8·50	0·47	1·60	2760	
	Bohrloch Nr. XVI	„	29·51	2·77	13·48	1·89	38·00	14·35	0·58	2·47	2469	Hackl
Betriebsleitung des Braunkohlenwerkes Steinkirchen bei Budweis, Böhmen	Nakři, Böhmen:											
	I Grubenfeucht	„	33·11	2·98	11·46	1·40	43·80	7·25	0·48	1·88	2884	Hackl
	IV Grubenfeucht	„	22·88	2·47	7·96	1·49	60·55	4·65	0·47	1·96	1954	„
	II	„	52·80	4·21	19·81	0·78	18·60	3·80	0·44	1·22	4622	„
	III Bohrloch IX	„	24·19	1·90	11·17	1·19	45·65	15·90	0·31	1·50	1790	Eichleiter
Braunkohlenwerk Steinkirchen, Böhmen	Nakři, Böhmen: Parzelle K. Nr. 400	„	28·04	2·38	11·35	1·63	50·00	6·60	0·54	2·17	2238	„
Ernst Richlowsky, Budweis	Dřiteň (Zirnau), Ger.-Bez. Frauenberg, Böhmen	„	27·41	2·51	11·37	3·16	45·70	9·85	0·14	3·30	2297	„
Adolf Schwarz, Budweis, Böhmen.	Ždár bei Protiwin, Böhmen . .	„	51·16	3·93	24·41	0·70	13·65	6·15	0·80	1·50	4193	„

[1]) Koksausbeute 78·85%; 1 *kg* Kohle gibt Gas 40·00 *l*.

Einsender	Fundort der Kohle	Geologische Formation	C %	H %	O+N %	S % verbrennlich	H_2O %	Asche %	S % in der Asche	Gesamt-S %	Kalorien berechnet	Analytiker
Braunkohlenwerk Steinkirchen, Böhmen	Ždár bei Protiwin, Böhmen: Bohrloch V	Miocän	29·35	2·82	12·19	0·54	47·60	7·50	0·62	1·16	2443	Hackl
Kohlenwerk Ispas, Galizien	Ispas, Glanzkohle: I. Flöz	„	52·64[1])	3·94	16·00	0·87	16·45	10·10	1·07	1·94	4725	„
	II. Flöz	„	52·17[2])	4·13	15·27	1·48	16·50	10·45	1·19	2·67	4804	„
Trifailer Kohlengewerkschaft, Wien	Kalkgrub, Steiermark: Feingrieskohle	„	42·19	3·45	12·05	1·91	21·10	19·30	0·62	2·53	3905	„
	Grobgrieskohle	„	44·73	3·66	11·56	2·70	20·15	17·20	0·74	3·44	4236	„
	Würfelkohle	„	45·60	3·67	12·38	1·80	20·35	16·20	0·72	2·52	4242	„
Adolf Srbljanin in Maßweg bei Knittelfeld, Steiermark	Nestelberg bei Leibnitz, Steiermark	„	56·26	3·61	15·35	1·73	17·00	6·05	0·49	2·22	4953	Eichleiter
Weißnegger Portland-zement-Fabrik, Post Wildon, Steiermark	Pölfing-Brunn, Steiermark: Eibiswalder Revier	„	41·21	2·52	13·36	1·56	26·35	15·00	0·87	2·43	3398	„
Fr. Theml, Aussig	Altsattel, Böhmen: Theresien-Zeche	„	52·09[3])	4·60	16·11	3·15	7·00	17·05	0·44	3·59	5031	„
Verkaufsbureau des Braunkohlenwerkes Merkur, G. m. b. H., Komotau	Milsau, Walter-Tiefbau	„	41·18	3·45	11·78	0·49	38·30	4·80	0·45	0·94	3694	Hackl
Oesterreichische Länderbank, Kokssektion, Wien I	Rawa-Ruska, Galizien	„	37·01	3·98	11·72	2·84	29·80	14·65	0·53	3·37	3657	„
Emil C. Hofmann, Wien	Babenberg bei Grobelno, Steiermark: Robert-Stollen	„	64·47	3·98	10·55	1·20	7·10	12·70	0·35	1·55	6036	Eichleiter
Direktion der Mürzthaler Kohlenbergbau-Gesellschaft m. b. H., Kapfenberg, Steiermark	Parschlug, Steiermark	„	49·31	4·03	14·14	4·92	10·75	16·85	0·41	5·33	4717	Hackl

[1]) Koksausbeute 50·20%; 1 *kg* Kohle gibt Gas 77·50 *l.* — [2]) Koksausbeute 53·96%; 1 *kg* Kohle gibt Gas 82·50 *l.* — [3]) 1 *kg* Kohle gibt Gas 122·5 *l.*

Einsender	Fundort der Kohle	Geologische Formation	C%	H%	$O+N$ %	S% verbrennlich	H_2O %	Asche %	S% in der Asche	Gesamt-S%	Kalorien berechnet	Analytiker
Dr. Heinrich Fohn, Windisch-Feistritz, Unter-Steiermark	Serauno, Bezirk Drachenburg, Unter-Steiermark	Miocän	56·29	3·83	17·00	3·78	14·40	4·70	0·12	3·90	5006	Eichleiter
Kohlenwerk Wellitschan bei Friedau, Steiermark	Wellitschan, Steiermark	Pliocän	44·94	2·53	13·97	4·40	21·70	12·45	0·85	5·25	3777	„
Ilzer Kohlenwerke, Kleegraben, Steiermark	Kleegraben bei Ilz, Steiermark .	„	43·91	3·17	16·35	2·77	22·15	11·65	1·51	4·28	3742	„
Maschinenbau-Aktien-G. vorm. Breitfeld, Daniěk u. Co., Schlan, Böhmen	Johannistal bei Karmel, Unterkrain:											
	I	Miocän	44·43	3·80	14·89	1·18	21·70	14·00	0·51	1·69	4044	Hackl
	II	„	45·00	3·62	15·92	0·81	20·90	13·75	0·58	1·39	3971	„
Johannistaler Kohlengewerkschaft, Karmel in Unterkrain	I Straßberg, Krain	„	46·72	2·93	16·47	1·18	24·55	8·15	0·48	1·66	3830	Eichleiter
	II Hince in Krain, Barbara-revier, Tagbau	„	30·55	2·62	19·89	0·69	34·30	11·95	0·69	1·38	2169	„
	III Straßberg, Pianzithältig . .	„	55·53	4·82	15·98	1·42	13·90	8·35	0·55	1·97	5292	Hackl
Braunkohlen-Bergwerk Neudegg, Zentralbureau Klagenfurt	Neudegg, Krain	„	42·05	3·62	15·20	0·28	31·20	7·65	0·54	0·82	3690	„
Graz—Köflacher Eisenbahn- und Bergbaugesellschaft, Wien I	Hart bei Gloggnitz, Nied.-Oest. .	„	46·15	3·27	19·32	0·51	23·20	7·55	0·58	1·09	3837	Eichleiter
Harter Kohlenwerke, A.-G. Wien I	Hart bei Gloggnitz, Nied.-Oest.:											
	I Grubenfeucht	„	44·29	3·12	16·79	2·70	25·65	7·45	1·56	4·26	3705	„
	II Lufttrocken	„	48·06	3·30	18·39	1·85	21·70	6·90	1·46	3·31	4005	„
Bergverwaltung des Friedrich-Schachtes, Dux, Böhmen	Dux, Friedrich-Schacht: Mittelkohle	Neogen	48·13	3·60	13·52	0·15	32·00	2·60	0·25	0·40	4261	„

Einsender	Fundort der Kohle	Geologische Formation	C%	H%	$O+N$ %	S% verbrennlich	H_2O %	Asche %	S% in der Asche	Gesamt-S%	Kalorien berechnet	Analytiker
Kohlenindustrie-Verein, Wien	Schwaz, Böhmen: Lotte—Mariengrube	Neogen	50·07	3·38	17 96	0·14	24·38	4·07	0·61	0·75	4158	Hackl
Böhmische Handels-Gesellschaft, Aussig, Böhmen	Schönfeld bei Karbitz, Böhmen: Hubertus-Grubenfeld . . .	„	53·07	3·83	17·90	0·10	22·10	3·00	0·15	0·25	4544	Eichleiter
A. Weigl, Aussig	Liptitz bei Ossegg, Böhmen: Henrietten-Schacht	„	51·00	3 44	11·29	3·82	28·65	1·80	0·17	3·99	4654	„
Böhmische Handels-Gesellschaft, Aussig	Ladowitz, Böhmen: Apollo-Schacht I	„	55·39[1])	4·01	17·02	0·33	21·00	2·25	0·23	0·56	4876	Hackl
	„ II	„	56·46[2])	4·25	18·79	0·45	15·50	4·55	0 33	0·78	4995	„
Brüxer Kohlenbergbau-Gesellschaft in Wien .	Brüx, Tegetthoff-Schacht . . .	„	55·45	4·62	16 56	0·17	21·45	1·75	0·15	0 32	5109	„
Bergdirektion Brüx . . .	Kopitz, Julius III, Oberflöz . . .	„	47·89	3·83	12·00	0·88	31·00	4·40	0·11	0 99	4412	„
Adolf Schwarz, Budweis .	Talin, Ger.-Bez. Pisek, Böhmen . .	„	49·23	4·23	20·59	0·95	15·95	9 05	0 74	1·69	4325	„
Betriebsleitung des Braunkohlenwerkes Steinkirchen bei Budweis, Böhmen	Steinkirchen, Böhmen, Emma-Schacht: I lignitisch	„	26·84	2·11	11·41	1·14	47·70	10·80	0·58	1·72	2050	Eichleiter
	II	„	25·34	1 99	10·70	2 02	47·05	12·90	0·58	2·60	1946	„
	III	„	25·64	1·90	10·07	1·44	50·10	10·85	0 57	2·01	1937	„
Braunkohlenwerk Steinkirchen, Böhmen	Steinkirchen, Böhmen, Josef-Schacht: Oberflöz, Lignit	„	33·88	2·25	17·73	2 24	31·45	12·45	0·79	3·03	2477	„
	Unterflöz	„	45·85	3·40	19·98	3·02	13·10	14·65	0·67	3·69	3769	„
	Unbenannt	„	26·18	1·96	12·58	3·78	44 30	11 20	0·51	4 29	1972	„
Wolfsegg-Trauntaler Kohlenwerks-A.-G., Wien I	Steinkirchen, Böhmen	„	31·15	2 98	10 58	1·74	38·00	15·55	0·33	2·07	2815	Hackl

[1]) 1 *kg* Kohle gibt Gas 99·75 *l.* — [2]) 1 *kg* Kohle gibt Gas 110·0 *l.*

Einsender	Fundort der Kohle	Geologische Formation	C %	H %	O+N %	S % verbrennlich	H_2O %	Asche %	S % in der Asche	Gesamt-S %	Kalorien berechnet	Analytiker
Kohlen-Industrie-Verein, Wien	Kaiser Franz Josef-Stollen bei Wohontsch, Neuanlage, Ostfeld der Grube, Böhmen . . .	Neogen	45·82	2·89	15·63	3·11	22·40	10·15	0·64	3·75	3850	Eichleiter
Heinrich Frommer, Wien IX	Gosprzydowa, Bezirk Brzesko, Galizien	„ ?	48·22	3·03	6·69	7·11	3·40	31·55	0·12	7·23	4760	„
Trifailer Kohlenwerks-Gesellschaft, Wien	Reichenburg, Steiermark:											
	Stückkohle	„	49·28	3·83	15·53	0·56	24·50	6·30	0·69	1·25	4380	Hackl
	Würfelkohle	„	49·85	4·10	14 52	0 78	23·15	7·60	0·71	1·49	4582	„
	Grieskohle	„	48·60	3·87	14·80	1·18	22·55	9·00	0·81	1·99	4404	„
Weststeirische Montanwerke, Graz	Bärnbach im Pibersteiner Revier, Ger.-Bez. Voitsberg, Steiermark	„	47·18	3·26	16·34	0·52	29 70	3·00	0·23	0·75	3940	Eichleiter
Trifailer Kohlen-Gewerkschaft, Wien I	Gottschee, Krain:											
	I	„	46·96	3·94	15·73	1·22	24·85	7·30	1·42	2 64	4234	Hackl
	II	„	45·63	3·85	15·60	1·62	23·70	9·60	1·71	3·33	4120	„
Militär-Bohrabteilung Raggendorf, N.-Oe.	Wölbling, Nied.-Oest.	„	33·82	3·38	10·71	7·79	12·15	32·15	0·49	8·28	3457	„
Wölbinger Kohlenbergbau-Gesellschaft, Wien I	Hausheim bei Wölbing, N.-Oe.:											
	Bohrloch IV	„	45·38	3·41	15·69	3·97	12·55	19·00	0·65	4·62	4074	Eichleiter
	Roter Kreuz-Schacht . . .	„	44·16	3·85	12·23	7·46	15·95	16·35	0·66	8·12	4366	Hackl
Landesanstalt für Brikett-Erzeugung, Lemberg	Jelen bei Jaworzno, Sobieski-Schacht, Briketts aus Staubkohle:											
	I	—	55 36	3·42	12·64	3·18	9·15	16·25	0·39	3·57	5038	„
	II	—	56·62	3·71	10·81	2·86	10·20	15·80	0·33	3 19	5318	„
Johannistaler Kohlengewerkschaft, Karmel, Unter-Krain	Koks aus der Tagbaukohle von Hince, Krain	—	74·45	3·83	13·66	0·11	2·95	5·00	0 47	0·58	6633	„
Wolfsegg-Trauntaler Kohlenwerk-A.-G., Wien	Holzleithen, Ober-Oest., Lignitkoks	—	81·22	2·93	7·15	0·35	5·55	2·80	0·29	0·64	7188	„

Einsender	Fundort der Kohle	Geologische Formation	C %	H %	$O+N$ %	S % verbrennlich	H_2O %	Asche %	S % in der Asche	Gesamt-S %	Kalorien berechnet	Analytiker
Karl Königer & Sohn, Wien	Starnberg, Ober-Oesterreich: Trocken destillierter Lignit, sogen. „Berzit“	—	69·87	3·63	21·60	0·40	3·20	1·30	0·23	0·63	5797	Eichleiter
	Ungarn.											
Kohlengrube Concordia. Brasso (Kronstadt), Ungarn	Concordia-Grube, Kom. Brasso	Lias	58·50	3·64	15·48	0·58	10·20	11·60	0·13	0·71	5152	„
Trifailer Kohlengewerkschaft, Wien	Krapina, Komitat Warasdin, Kroatien: Stückkohle	Oligocän	56·05	3·70	15·86	2·99	14·05	7·35	0·64	3·63	4994	„
	Grieskohle	„	43·69	3·12	13·10	4·09	11·70	24·30	0·65	4·74	3975	„
Fritz & Maschke, Wien XX	Krapina, Kroatien, Glanzkohle	„	55·94	3·81	15·82	2·73	15·35	6·35	0·60	3·33	5005	„
Graz-Köflacher Eisenbahn- und Bergbau-Ges., Wien I	Brád, Kom. Hunyad, Ungarn	Miocän	53·21	3·57	16·56	1·26	18·70	6·70	0·68	1·94	4611	„
Graz-Köflacher Eisenbahn- und Bergbau-Ges., Wien I	Ilgefalva, Komitat Háromszék, Ungarn	Pliocän	23·13	1·72	10·83	0·37	57·20	6·75	0·55	0·92	—	„
Adolf Klein, Wien	Brodski - Stupnik, Schacht I, Slavonien (Lignit)	„	24·68[1])	2·25	10·38	6·09	34·70	21·90	0·91	7·00	2182	„
Leopold Hauser & Comp., Wien II	Galabos-Óvár, Ungarn	Neogen?	47·54	3·27	14·56	0·58	25·70	8·35	0·57	1·15	4087	„
„Timisiana“ Spar- und Kreditanstalt, Temesvar	Cserestemes, Komitat Krasso-Szöreny, Ungarn	„	42·71	3·80	18·34	0·45	30·25	4·45	0·55	1·00	3659	Hackl
Adolf Klein, Wien III	Sibinj, Slavonien	Pliocän	48·76[2])	3·68	24·03	1·83	9·45	12·25	1·63	2·46	3992	Eichleiter

[1]) 1 *kg* Kohle gibt Gas 79·00 *l*. — [2]) Koksausbeute 43·40%; 1 *kg* Kohle gibt Gas 148·0 *l*.

Einsender	Fundort der Kohle	Geologische Formation	C %	H %	$O+N$ %	S % verbrennlich	H_2O %	Asche %	S % in der Asche	Gesamt-S %	Kalorien berechnet	Analytiker
Kohlenwerk Ladanje dolnje, A.-G. dortselbst	Ladanjsko-Brezzi, Bez. Ivanec, Komitat Warasdin, Kroatien (Lignit)	Pliocän	38·78	2·83	17·26	0·43	33·15	7·55	1·17	1·60	3041	Eichleiter
Herrschaftsleitung Vetovo-Paka, Slavonien	Paka bei Ćaglin, Slavonien	Neogen?	33·14	2·33	14·58	5·15	29·55	15·25	1·68	6·83	3683	„
	Bosnien.											
Gemeinsames Finanz-Ministerium in Angelegenheiten Bosniens und der Hercegowina	Podkaj bei Livno, Bosnien	Oligocän	51·85	3·82	16·36	2·72	12·90	12·35	1·02	3·74	4672	„
Rittmeister Viktor Brabetz, Dobržan, Böhmen	Sanskimost, Bosnien	Miocän	38·51	2·54	15·64	1·37	33·00	8·94	2·04	3·41	3027	Hackl
I. Gemeinsames Finanz-Ministerium in Angelegenheiten Bosniens und der Hercegowina. II. Militärbahn Banjaluka-Dobertin	Maslovare, Bosnien:											
	I	„	43·45	3·02	14·76²)	1·57	17·65	19·55	1·40	2·97	3775	Eichleiter
	II	„	38·45	2·72	16·05	0·38	18·30	24·10	2·41	2·79	31[illegible]6	„
Gemeinsames Ministerium in Angelegenheiten Bosniens und der Hercegowina	Kreka, Bosnien:											
	Vilmagrube	„	48·16	3·94	17·03	0·37	26·80	3·70	0·39	0·76	4122	„
	Vilma II	„	43·36	3·53	16·36	0·44	28·20	8·05	0·52	0·96	3752	Hackl
	Benjamingrube	„	40·06	2·82	10·14	0·33	34·35	12·30	0·50	0·83	3488	Eichleiter
	Benjamin II	„	39·93	3·65	16·97	0·30	32·45	6·70	0·35	0·65	3433	Hackl
Bos.-herc. Bergverwaltung Breza, Bosnien	Breza, Bosnien, Grieskohle	Miocän?	51·55	3·36	13·21³)	1·28	17·75	12·85	1·04	2·32	4624	Eichleiter
Sekretariat des Wiener Bankvereins, Wien I	Cazin, Bosnien	„	57·82¹)	2·96	15·93	3·24	17·15	2·90	0·13	3·37	4854	„

[1] Davon 0·72% Stickstoff (Hackl). — [2] Davon 0·87% Stickstoff. — [3] Verkokungsrückstand 53·45%.

Einsender	Fundort der Kohle	Geologische Formation	C %	H %	O+N %	S % verbrennlich	H_2O %	Asche %	S % in der Asche	Gesamt-S %	Kalorien berechnet	Analytiker
	Ausland.											
Heeresbahn Nord, Radom, Russ.-Polen	Dabrowa—Zagórźe, Russ.-Polen:											
	I	Karbon	64·47	4·05	14·19	0·49	12·65	4·15	0·39	0·88	5826	Hackl
	II	„	61 96	3 99	12·20	0·85	12·25	8·75	0 39	1·24	5711	„
	III	„	66·65	3·66	12·31	1·68	9 75	5·95	0·50	2·18	5988	Eichleiter
	IV	„	62·53	3 93	13·15	0·79	12·65	6·95	0·46	1·25	5687	„
	V	„	61·07	3 63	12·71	0·79	10 50	11·30	0·25	1·04	5501	„
	VI	„	52·94	3·12	13·24	1·65	10·95	18·10	0·61	2·26	4663	„
	VII	„	52·69	3·32	15·92	1·87	11·15	15·05	0·52	2·39	4578	Hackl
	VIII	„	61·47	3·36	0·61	1 66	11·40	21·50	0·60	2·26	6063	„
	IX	„	44·62	2·87	8·22	1·44	6 35	36 50	0·49	1·93	4177	„
Karl Graf Trauttmansdorf, Wien	Mušta in Albanien:											
	Gaskohle	Kreide	76 01	5·02	10·67	1·70	3·20	3·40	0·57	2·27	7330	Eichleiter

II. Graphite.

Graphite von Dietmannsdorf bei Trieben, Steiermark; eingesendet von Dr. Max Pranghofer, Advokat in Graz:

	I	II	III
	Prozente		
Kohlenstoff	63·20	53·55	63·37
Asche	22·45	34·80	24·85
Wasser bis 100° C	12·50	10·50	10·30
Wasser über 100° C (Diff.)	1·85	1·15	1·48
Summe	100·00	100·00	100·00

Eichleiter.

Graphitschiefer von Lhota bei Oels in Mähren; eingesendet vom Revierbergamt Brünn:

	I	II	III
	Prozente		
Kohlenstoff	7·00	6·51	12·92
Asche	87·50	89·50	83·25
Wasser bis 100° C	1·25	0·85	0·80
Wasser über 100° C (Diff.)	4·25	3·14	3·03
Summe	100·00	100·00	100·00

Eichleiter.

Graphitschiefer von Trofin, Steiermark; eingesendet von Max Moller, Wien:

	Prozente
Kohlenstoff	2·38
Asche	96·50
Wasser bis 100° C	0·40
Wasser über 100° C (Diff.)	0·72
Summe	100·00

Hackl.

Flinz-Graphite aus dem St. Barbara-Stollenlager in Herzogsdorf, Oberösterreich; eingesendet von Fr. Mühleder, Wien:

	I	II
	Prozente	
Kohlenstoff	10·38	11·25
Asche	86·00	83·35
Wasser bis 100° C	0·45	0·50
Wasser über 100° C (Diff.)	3·17	4·90
Summe	100·00	100·00

Eichleiter.

Graphite von Allersdorf bei Herzogsdorf, Oberösterreich; eingesendet von Fr. Mühleder, Herzogsdorf:

	I	II
	Prozente	
Kohlenstoff	91·66	57·85

Eichleiter.

Flinz-Graphite von Schwarzbach, Gerichtsbezirk Ober-Plan, Böhmen; eingesendet von der Bergwerks-Inspektion des Kriegsministeriums, Wien:

	I	II
	Prozente	
Kohlenstoff	77·60	82·40
Asche	20·60	15·90
Wasser bis 100° C	0·40	0·50
Wasser über 100° C (Diff.)	1·40	1·20
Summe	100·00	100·00

Eichleiter.

Graphit von Altenberg bei Mürzzuschlag, Steiermark; eingesendet von Eduard Elbogen, Wien:

	Prozente
Kohlenstoff	64·53
Asche	27·80
Wasser bis 100° C	2·65
Wasser über 100° C (Diff.)	5·02
Summe	100·00

Eichleiter.

Graphite von Peterswald in Nordmähren; eingesendet vom Schwefelkies- und Graphitbergwerk dortselbst:

	Aus dem Schurfbau-Stollen	Barbara I Grubenmaß
	Prozente	
Kohlenstoff	37·99	41·94
Asche	52·20	50·30
Wasser bis 100° C	0·30	1·25
Wasser über 100° C (Diff.)	9·51	6·51
Summe	100·00	100·00

Eichleiter.

Graphit von Wald in Steiermark; eingesendet von August Thiele in Mautern, Ober-Steiermark:

	Prozente
Kohlenstoff	28·92
Asche	66·95
Wasser bis 100° C	0·25
Wasser über 100° C (Diff.)	3·88
Summe	100·00

Eichleiter.

Graphit von Wald in Steiermark; eingesendet von Franz Hintz in Mautern, Steiermark:

	Prozente
Kohlenstoff	48·64
Asche	47·35
Wasser bis 100° C	0·65
Wasser über 100° C (Diff.)	3·36
Summe	100·00

Eichleiter.

Graphit von Veitsau nächst Spitz a. d. D., Niederösterreich; eingesendet von Dr. F. X. Schaffer, Wien:

	Prozente
Kohlenstoff	33·25
Asche	58·05
Wasser bis 100° C	2·55
Wasser über 100° C (Diff.)	6·15
Summe	100·00

Eichleiter.

Graphitschiefer von Renčic bei Steinkirchen, Böhmen; eingesendet von Adolf Schwarz, Budweis:

	Prozente
Kohlenstoff	29·40
Asche	62·00
Wasser bis 100° C	5·00
Wasser über 100° C (Diff.)	3·60
Summe	100·00

Eichleiter.

Graphitführender Ton von Islak in Krain; eingesendet von der Antimon-Gewerkschaft Trojana:

	Prozente
Kohlenstoff	3·40
Asche	91·40
Wasser bis 100° C	0·90
Wasser über 100° C (Diff.)	4·30
Summe	100·00

Eichleiter.

III. Erze.

a) Silber- und goldhältige.

Erzgemisch von Schwefelkies, Bleiglanz und Zinkblende aus dem Csiblesche-Gebirge, 10 *km* von der Gemeinde Tökés, Komitat Zsolna-Doboka, Ungarn; eingesendet von Karl Hille, Wien XVIII:

	Prozente
Blei	10·30
Kupfer	1·36
Zink	6·07
Schwefel	38·15
Gold	0·00013
Silber	0·00631

Eichleiter.

Gestein mit eingesprengten Schwefelkieskristallen von Hintertellnitz, Böhmen; eingesendet von Anton Seiche, Teplitz-Schönau, Böhmen:

	Prozente
Silber	0·00074

Eichleiter.

Quarzgesteine aus den Schurfschächten in Kocelowitz und Hornosin, Gerichtsbezirk Blatna, Böhmen; eingesendet vom Revierbergamt, Pilsen:

	Prozente Silber	Prozente Gold
Hory-Schacht	0·00536	0·00380
Schacht VI	0·00046	0·00310
Schacht VII	0·00076	0·01154
Schacht VIII (Zlatá Hora)	0·00036	0·00110

Eichleiter.

Erze von Cseste, Komitat Ober-Neutra, Ungarn; eingesendet von der Berg- und Hüttenwerke-Akt.-Ges. in Pernek bei Preßburg:

I = Kupferkiesführender Quarz, II = Schwefelkies.

	I Prozente	II Prozente
Kupfer	10·26	0·40
Nickel	Spuren	Spuren
Silber	0·00490	0·00002
Gold	nicht vorhanden	nicht vorhanden

Eichleiter.

Bleiglanzführendes Gestein aus dem Schurfbetrieb in Lekautz, Gerichtsbezirk Tüffer, Steiermark; eingesendet vom Revierbergamt Cilli:

	Prozente
Blei	57·64
Silber	0·00330

Eichleiter.

Goldhältige Quarze aus ärarischen Schürfen; eingesendet vom Revierbergamt Pilsen:

1. „Na Borich", Kat.-Parz. Nr. 1704, Gem. Březi, Bez. Blatna, Böhmen:
Aloisia-Grubenmassen I—IV . . . 0·00332 Prozente Gold

2. „Na Borich", Kat.-Parz. Nr. 1704, Gem. Březi, Bez. Blatna, Böhmen:
Aloisia-Grubenmassen V—VIII . . 0·00210 Prozente Gold

3. Barbara-Schurfstollen, Waldparz. Z. 94, Kat.-Gem. Aujezdetz, Bez. Blatna, Böhmen:
Barbara-Grubenmassen I—IV . . 0·00280 Prozente Gold

Eichleiter.

Goldhältige Quarze von Firiza bei Nágybánya, Ungarn; eingesendet von der Ilobaer St. Stefan-Gewerkschaft, Budapest:

	Handgeschiedenes Erz	Durchschnitts-Erz
	Prozente	
Silber	0·00356	0·00114
Gold	0·00960	0·00062

Eichleiter.

Erzgemisch von Zinkblende und Kupferkies mit Gangart aus der Umgebung von Iloba, Ungarn; eingesendet von der Ilobaer St. Stefan-Gewerkschaft, Budapest:

	Prozente
Zink	39·93
Silber	0·023432
Gold	0·00022

Eichleiter.

Kupferkies mit etwas Quarz aus dem Fontanelle-Stollen in Viarago, Gerichtsbezirk Pergine, Südtirol; eingesendet von der Valsugana Bergbau-Ges. m. b. H., Wien:

	Prozente
Kupfer	27·38
Silber	0·06342
Gold	nicht vorhanden

Eichleiter.

Fahlerz von Mračaj, Bosnien; eingesendet von der Gewerkschaft „Bosnia“, Wien I:

	Prozente
Kupfer . . .	14·17
Silber . . .	0·05546
Gold	0·00047

Eichleiter.

Bleiglanz von Aigamas in Deutsch-Südwestafrika; eingesendet von Karl Sebastian Beer, Farmer in Aigamas, Post Otavi, Deutsch-Südwestafrika:

	Prozente
Blei	68·07
Silber . . .	0·01904

Eichleiter.

Bleiglanz und Zinkblende führender Phyllitschiefer aus dem Hangenden des Erzganges in Kühberg, Gerichtsbezirk Klattau, Böhmen; eingesendet von Richard Švestka, Pilsen:

	Prozente
Blei	8·92
Zink	2·04
Silber	0·02039

Eichleiter.

Kupferhältige Erze aus Albanien; eingesendet von Dominik Graf Potocki, Lemberg:

	Prozente		
	Kupfer	Silber	Gold
Kupferkies und Schwefelkies führender Quarz von Oroschi, mittlere Lage	11·18	0·00038	nicht vorhanden
Malachit führendes Quarzgestein von Oroschi, unterste Lage	1·08	0·00010	nicht vorhanden

Eichleiter.

Bleiglanz aus dem Albertigang der Allerheiligen-Blei- und Zinkbergbau-Gesellschaft in Mies, Böhmen; eingesendet von C. M. Faber, Wien I:

	Prozente
In Säure unlösliche Bestandteile (Silikate) .	56·01
Blei	32·01
Eisenoxyd + Aluminiumoxyd	4·59
Schwefel	7·31
Silber	0·00714

Gold, Kupfer, Zink, Kalzium und Magnesium sind nicht vorhanden.

Hackl

Zinkblende führende Gesteine von Kühberg, Gerichtsbezirk Klattau, Böhmen; eingesendet von Richard Švestka, Bergdirektor in Pilsen:

	Prozente		
	Silber	Gold	Zink
I. Aus dem Kühberger Schacht in 12 *m* Tiefe beim westlichen Salband des Ganges .	0·01025	nicht bestimmt	1·71
II. Aus dem Kühberger Schacht in 12 *m* Tiefe aus der Schachtausräumung	0·00013	nicht vorhanden	nicht bestimmt

Eichleiter.

Erzgemisch von alten Halden bei Kühberg, Gerichtsbezirk Klattau, Böhmen; Durchschnitt von neun Proben, eingesendet von Bergdirektor Richard Švestka in Pilsen:

	Prozente
Gangart	30·31
Schwefel gebunden	19·18
Blei	3·23
Kupfer	0·44
Zink	6·16
Eisen (als Schwefelkies vorhanden)	14·26
Eisenoxyd	19·49
Kalziumoxyd	Spur
Magnesiumoxyd	1·80
Wasser	4·72
Silber	0·01820
Gold	nicht vorhanden
Summe	100·41

Hackl.

Zinkblende führende Gesteine von Kühberg, Gerichtsbezirk Klattau, Böhmen, aus der Schachtausräumung in 15 *m* Tiefe; eingesendet von Bergdirektor Richard Švestka in Pilsen:

	Prozente		
	Zink	Silber	Gold
I	8·61	0·00160	nicht vorhanden
II	0·84	0·00059	nicht vorhanden

Eichleiter.

Buntkupfererzhältiger Quarz von Kirchberg in Tirol; eingesendet von Leopold Lewin, Wien:

	Prozente
Kupfer	3·52
Zink	0·28
Blei, Arsen	Spuren
Silber	0·01673
Gold	nicht vorhanden

Hackl.

Kupferkies von Hirschwang, Niederösterreich; eingesendet von Maj. Georg Guttenbrunner, Wien:

	Prozente
Kupfer . . .	13·58
Silber . . .	0·00140
Gold . . .	nicht vorhanden

Hackl.

b) Kupfererze.

Fahlerze vom 1. Hermann-Stollen in Matschiedl, Gerichtsbezirk Hermagor, Kärnten, 2. Schrämm-Stollen in Tratten, Kärnten; eingesendet von Max Moller, Wien:

	Kupfer	Nickel
	Prozente	
1. . . .	7·74	1·15
2. . . .	4·15	Spur

Eichleiter.

Kupfererze von Puka, Albanien; eingesendet von Oblt. L. Schiebel, Feldpost 140:

	Prozente Kupfer
Schwefelkies I	0·85
Schwefelkies II	1·40
Malachit- und Rotkupfererz I . . .	20·04
Malachit- und Rotkupfererz II . . .	9·30

Eichleiter.

Kupfererze: I. Kupferkies mit etwas Malachit und Rotkupfererz (als sogenanntes Ziegelerz ausgebildet) in Quarz eingesprengt, aus dem Maria Theresia-Stollen in Borowetz bei Stiepanau in Mähren; II. Kupferkies mit etwas Malachit in Quarz eingesprengt aus dem Barow-Schacht ebendort; eingesendet vom Revierbergamt Brünn.

	Prozente Kupfer
I	7·76
II	9·58

Eichleiter.

Kupfererze aus Albanien; eingesendet von Karl Graf Trauttmansdorff, Wien:

Fundort	Prozente
Toka, Nue-Marelokit bei Berlati . . .	3·50 Kupfer
M. Çerpriku bei Skutari I	0·45 Kupfer (Nebengestein)
M. Ćerpriku bei Skutari II	0·22 Kupfer (Nebengestein)
Rzeni-Kačinari	20·51 Kupfer (Kupferader)

Hackl.

Malachit führendes Quarzgestein von Oroschi (oberste Lage) in Albanien; eingesendet von Dominik Graf Potocki, Lemberg:

	Prozente	
Kupfer	1·04	Eichleiter.

Malachit führende Grauwacken-Sandsteine vom Kozinec bei Starkenbach in Böhmen; eingesendet von der Berghauptmannschaft Prag:

		Prozente Kupfer	
Einigkeits-Grubenfeld	1 . . .	1·04	
	2 . . .	1·60	
	3 . . .	14·53	
	4 . . .	3·87	
	5 . . .	1·84	
	6 . . .	1·44	
	7 . . .	4·55	Eichleiter.

c) Bleierze.

Bleiglanz mit Quarz vom Allerheiligen-Blei- und Zinkbergbau in Mies; eingesendet von der Revisions-Gesellschaft „Fides“, Wien I:

	Prozente	
Blei	18·99	Hackl.

d) Zinkerze.

Zinkblende, Schwefelkies und Bleiglanz führendes Erz aus dem Versuchsschacht Kühberg, Bezirk Klattau, Böhmen; eingesendet von Richard Švestka, Pilsen:

	Prozente	
Zink	17·86	
Blei	3·10	Hackl.

e) Antimonerze.

Antimonit führendes Gestein von Pernek bei Preßburg, Ungarn; eingesendet von der Militär-Bergarbeiter-Abteilung in Pernek:

	Prozente	
Antimon	13·35	Hackl.

f) Eisenerze.

Eisenerz von dem Drei Brüder-Berg bei Gries nächst Zell am See, Salzburg; eingesendet von F. Weilguny, Mühlbach im Pinzgau, Salzburg:

	I	II
	Prozente	
Eisen . . .	43·97	33·75
Kupfer . .	0·24	2·40
Nickel . .	nicht vorhanden	0·25

Eichleiter.

Roteisenstein von Karantin bei Vardiste, Serbien; eingesendet von Dr. Hammer und Dr. Ampferer, Wien:

Prozente

Eisenoxyd . . 54·60, entsprechend 38·23% Eisen

Eichleiter.

Brauneisensteine von Kraderob, politischer Bezirk Boskowitz, Mähren; eingesendet vom Revierbergamt Brünn:

Prozente

„Oberteil" . . . 48·80 Eisenoxyd, entsprechend 34·17% Eisen
„Unterteil" . . . 48·65 Eisenoxyd, entsprechend 34·06% Eisen

Eichleiter.

Brauneisenstein von Branek bei Walach.-Meseritsch, Mähren; eingesendet von Baron Diller, Wien I:

Prozente

Eisenoxyd. . . 51·60, entsprechend 36·13% Eisen
Kieselsäure . . 14·70

Eichleiter.

Brauneisenstein von Klokotschi bei Doubrawnik, Bezirk Tischnowitz, Mähren; eingesendet von Al. Řezáč, Tischnowitz:

	Prozente
Eisenoxyd	31·24, entsprechend 21·87% Eisen
Aluminiumoxyd . . .	Spur
Kalziumoxyd	14·69
Magnesiumoxyd . . .	0·50
Schwefel	Spur
Phosphor	Spur
In Säure unlösl. Bestandt.	50·25
Glühverlust	4·13
Summe . . .	100·81

Hackl.

Eisenerze vom Schurf-Schacht auf Kat.-Parz. Nr. 961 in der Gemeinde Wosek, Gerichtsbezirk Rokitzan, Böhmen; eingesendet vom Revierbergamt Pilsen:

Prozente

I. Eisenoxyd . 61·24, entsprechend 42·88% Eisen Hackl.
II. Eisenoxyd . 37·40, entsprechend 26·19% Eisen Eichleiter.

Eisenerz von St. Nikolai, Bezirk Gröbming, Steiermark; eingesendet von M. Lemmerer in Wörschach, Steiermark:

Prozente

Eisenoxyd . . 80·86, entsprechend 56·56% Eisen Hackl.

Eisenerze aus Albanien; eingesendet von Karl Graf Trauttmansdorff, Wien:

Fundort	Prozente
Lamskon 1. Ausbiß . .	50·00 Eisenoxyd, entsprechend 34·96% Eisen
Rzeni	4·84 Eisenoxyd, entsprechend 3·38% Eisen
Gyurma-Gurmarit b. Spaci	62·73 Eisenoxyd, entsprechend 43·87% Eisen
Čafa Barit	61·93 Eisenoxyd, entsprechend 43·31% Eisen

Hackl.

Magnetit führender Quarzit von Solinka, Bezirk Lisko, Galizien; eingesendet von Andreas Hnatów in Radymo, Galizien:

Prozente

Eisenoxyd . . . 32·85, entsprechend 23·01% Eisen

Eichleiter.

Quarzreicher Roteisenstein von Solinka, Bezirk Lisko, Galizien; vom obigen Einsender:

Prozente

Eisenoxyd . . . 36·60, entsprechend 25·63% Eisen

Eichleiter.

Eisenerz von der Ignazi-Zeche in Křižanau bei Gr.-Meseritsch, Mähren; eingesendet vom Revierbergamt Brünn:

	Prozente
Eisen	20·76
Chrom	Spur

Hackl.

Eisenerze aus Albanien; eingesendet von Dominik Graf Potocki, Lemberg:

	Prozente
Brauneisenstein v. Skuraj, linkes Ufer des Matiflusses	63·50 Eisenoxyd, entsprechend 44·46% Eisen
Eisenhältiger Quarzit von Oroschi (unterste Lage)	11·00 Eisenoxyd, entsprechend 7·77% Eisen

Eichleiter.

Brauneisenstein führendes Amphibolgestein von Zoppanz, Mähren; eingesendet von Leo Feld, Wien I:

	Prozente	
Eisenoxyd . . .	38·00,	entsprechend 26·61 % Eisen

Eichleiter.

Eisenerzgemisch aus der Fischer-Zeche bei dem Dreifaltigkeits-Grubenfeld nächst Radis, Gerichtsbezirk Kaaden, Böhmen:

	Prozente	
Eisenoxyd . . .	63·75,	entsprechend 44·64 % Eisen

Eichleiter.

Brauneisenstein von Přibislawitz, Bezirk Groß-Bitesch, Mähren; eingesendet von Al. Řazáč in Tischnowitz:

	Prozente	
Eisenoxyd	72·08,	entsprechend 50·48% Eisen
Phosphorsäure (P_2O_5) . .	0·34	
In Säure unlösl. Bestandt.	14·93	
Glühverlust	12·85	
Summe. . .	100·20	

Hackl.

Spateisensteine aus dem Gebiete der Gutsherrschaft Klukno bei Krompach, Zipser Komitat, Ungarn; eingesendet von Berthold Ausländer, Wien:

	Prozente	
Kohlensaures Eisenoxydul .	63·72	39·55% Eisenoxydul 24·17% Kohlensäure
Kohlensaurer Kalk . . .	3·66	2·05% Kalziumoxyd 1·61% Kohlensäure
Kohlensaure Magnesia . .	26·65	12·69% Magnesiumoxyd 13·96% Kohlensäure
Aluminiumoxyd	0·15	
Kieselsäure	5·90	
Schwefelsäure (SO_3) . . .	0·005	
Phosphorsäure (P_2O_5) . .	0·006	
Summe . . .	100·09	

Eichleiter.

Brauneisensteine von Ransko in Böhmen; eingesendet von H. Friedländer, Aussig, Böhmen:

		Prozente	
Bezeichnung	Eisenoxyd	entspr. Eisen	Glühverlust
Nr. 1 Schacht Gabriel Maß .	47·40	33·19	16·20
Nr. 2 Schacht Eduard Maß .	31·85	22·28	18·15
Nr. 3 Schacht Kleine Wiese	42·40	29.69	15·90
Nr. 4 Schacht Borowa . .	44·35	31·05	12·90

Eichleiter.

Chromhältiges Eisenerz von Karantin bei Vardiste, Serbien; eingesendet von Dr. Hammer und Dr. Ampferer, Wien:

	Prozente	
Eisenoxyd	52·60,	entsprechend 36·82% Eisen
Aluminiumoxyd	1·50	
Chromoxyd (Cr_2O_3)	2·65	
Kalziumoxyd	Spur	
Magnesiumoxyd	6·07	
Schwefelsäure (SO_3)	1·44	
Phosphorsäure (P_2O_5)	Spur	
Kieselsäure	26·70	
Glühverlust (Wasser + Kohlensäure)	9·20	
Summe	100·16	

Eichleiter.

Magnesit aus der Josefi-Zeche in Hochofen bei Neudek, Böhmen; eingesendet vom Revierbergamt Falkenau:

	Prozente	
Eisenoxyd	41·60,	entsprechend 29·12% Eisen

Hackl.

Brauneisenstein aus der Prein, Niederösterreich; eingesendet von Ferd. Gruber, Wien:

	Prozente	
Eisenoxyd	81·84,	entsprechend 57·30% Eisen

Hackl.

Brauneisenstein von Alesice-Ostraluka, Bosnien; eingesendet von Rittm. Viktor Brabetz, Dobřzan, Böhmen:

	Prozente	
Eisenoxyd	57·20,	entsprechend 40·05% Eisen
Mangan	2·06	
Kieselsäure	7·88	
Phosphor	Spur	

Hackl.

Eisenerze; eingesendet von Karl Mösmer, Retz, N.-Oe.:

	Prozente	
1. Vom Arzberg in Kottaun, N.-Oe.	40·90	Eisenoxyd, entsprechend 28·64% Eisen
2. Von der Hühnerkoppe in Kottaun	14·27	Eisenoxyd, entsprechend 9·99% Eisen

Hackl.

Roteisenstein von Alun im Komitat Hunyad, Ungarn; eingesendet von D. Kohn, Wien:

	Prozente	
Eisenoxyd	99·60,	entsprechend 69·73% Eisen
Aluminiumoxyd	0·20	
Kieselsäure	1·00	
Summe	100·80	

Eichleiter.

Breunerit vom Thurnberghof bei St. Johann in Salzburg; eingesendet von Prof. Dr. Karl Diener, Wien:

	Prozente	
Unlöslicher Rückstand	1·06	
Eisenkarbonat	51·88	32·19% Eisenoxydul 19·69% Kohlensäure
Eisenoxyd	0·40	
Aluminiumoxyd	0·60	
Kalziumoxyd	sehr geringe Spur	
Magnesiumkarbonat	46·34	21·99% Magnesiumoxyd 24·35% Kohlensäure
Summe	100·28	
Gesamt-Eisen	25·32	

Hackl.

Breunerite von der Stangalpe bei Turach, Steiermark; eingesendet von der Magnesit- und Bergbau-A.-G. in Neuberg a. d. Mürz:

	Prozente	
	I	
Kohlensaure Magnesia	77·91	37·10% Magnesiumoxyd 40·81% Kohlensäure
Kohlensaurer Kalk	1·79	1·00% Kalziumoxyd 0·79% Kohlensäure
Kohlensaures Eisenoxydul	16·45	10·21% Eisenoxydul 6·24% Kohlensäure
In Säure unlösl. Bestandt.	3·55	
Summe	99·70	
	II	
Kohlensaure Magnesia	81·70	38·91% Magnesiumoxyd 42·80% Kohlensäure
Kohlensaurer Kalk	Spur	
Kohlensaures Eisenoxydul	16·45	10·21% Eisenoxydul 6·24% Kohlensäure
In Säure unlösl. Bestandt.	1·75	
Summe	99·90	

Eichleiter.

g) Aluminium-Erze.

Bauxit aus dem Kalkgebirge nördlich von Bescanuova, Insel Veglia, Istrien; eingesendet von Bergdirektor Richard Šveska, Pilsen:

	Prozente	
Aluminiumoxyd	60·96,	entsprechend 32·48% Aluminium
Eisenoxyd	30·64,	entsprechend 32·48% Eisen

Hackl.

Bauxite aus Dalmatien; eingesendet von Gebr. Bergmann, Wien:

	Prozente	
	Aluminiumoxyd	Kieselsäure
Dernis	52·50	1·70
Von der Küste bei Spalato .	40·80	11·00

Eichleiter.

Bauxite vom Schurfschacht in Razvadje, Gerichtsbezirk Knin, Dalmatien; eingesendet von der Kohlenwerks-Gesellschaft Monte Promina, Wien:

	Prozente						
Tiefe:	1 *m*	2 *m*	3 *m*	4 *m*	5 *m*	6 *m*	7 *m*
Aluminiumoxyd .	50·94	50·52	48·78	51·24	54·12	50·94	54·36
Eisenoxyd . . .	22·56	22·56	24·00	20·40	17·76	20·64	18·72
Kieselsäure . .	1·96	2·10	2·46	3·22	2·26	2·26	1·92

Hackl.

h) Chromerze.

Chromeisenstein von Popovo brdo (Mokragora), Serbien; eingesendet von Dr. Hammer und Dr. Ampferer, Wien:

Prozente

Chromoxyd ($Cr_2 O_3$) . 35·20, entsprechend 24·16% Chrom

Eichleiter.

i) Manganerze.

Manganerz von Čevljanovići, Bezirk Sarajevo, Bosnien; eingesendet von der Bosnischen Elektrizitäts-A.-G., Wien I:

Prozente

Mangan . . . . . 40·51 Hackl.

Erdige, eisenhältige Manganerze von Rajecz, Komitat Trencsin, Ober-Ungarn; eingesendet von Dr. Leopold Drucker, Wien:

	Prozente	
	I	II
Mangan	16·78	15·25
	Hackl	Eichleiter.

Eisen-Manganerze aus Albanien; eingesendet von Karl Graf Trauttmansdorff, Wien:

	Prozente	
	Eisen	Mangan
Lamskon bei Spaci .	67·71	0·89
Cersiz bei Spaci I .	2·88	21·76
Cersiz bei Spaci II .	61·49	nicht vorhanden

Hackl.

Manganerz vom ersten Sattel nördlich von Spaci, Albanien; eingesendet von Karl Graf Trauttmansdorff, Wien:

	Prozente
Mangan	52·30
Eisen	1·69

Hackl.

Manganerze von der Kozara Planina bei Banjaluka, Bosnien; eingesendet von Jos. Sokal in Bosn.-Kostajnica:

	Prozente I	Prozente II
Manganoxydul	84·40	45·26
Entsprechendes Mangan .	65·30	35·05
Eisenoxyd	1·35	2·95
Aluminiumoxyd	1·20	15·15
Kalziumoxyd . . .	nicht vorhanden	1·42
Phosphorsäure (P_2O_5) . .	0·26	2·88
In Säure unlösl. Bestandteile	4·14	10·70
Glühverlust	12·80	11·00

Eichleiter.

h) Schwefelerze.

Schwefelkiese von verschiedenen Fundorten; eingesendet von der Oberungarischen Berg- und Hüttenwerks-A.-G., Budapest. Dieselben enthielten, bei 100° C getrocknet:

Schmöllnitz, Ungarn:

	Prozente Schwefel		Prozente Schwefel		Prozente Schwefel
I . . .	43·79	XX . . .	46·18	XXXIX . .	46·99
II . . .	45·27	XXI . . .	46·47	XL . . .	46·04
III . . .	44·76	XXII . . .	46·67	XLI . . .	46·08
IV . . .	44·96	XXIII . .	47·09	XLII . . .	45·71
V . . .	46·10	YXIV . .	46·48	XLIII . .	47·64
VI . . .	45·33	XXV . . .	46·22	XLIV . .	45·53
VII . . .	45·63	XXVI . .	44·07	XLV . . .	45·95
VIII . . .	45·12	XXVII . .	45·92	XLVI . .	46·32
IX . . .	44·73	XXVIII . .	47·22	XLVII . .	47·06
X . . .	42·94	XXIX . .	49·09	XLVIII . .	46·85
XI . . .	46·28	XXX . .	46·57	XLIX . .	47·09
XII . . .	42·65	XXXI . .	45·96	L . . .	44·94
XIII . . .	47·16	XXXII . .	47·11	LI . . .	44·69
XIV . . .	47·30	XXXIII . .	46·44	LII . . .	46·14
XV . . .	46·46	XXXIV . .	47·26	LIII . . .	45·64
XVI . . .	46·25	XXXV . .	45·86	LIV . . .	45·61
XVII . . .	47·02	XXXVI . .	45·09	LV . . .	47·64
XVIII . .	45·55	XXXVII . .	45·41	LVI . . .	45·66
XIX . . .	47·35	XXXVIII .	47·02	LVII . . .	46·17

	Prozente Schwefel		Prozente Schwefel		Prozente Schwefel
LVIII . .	40·52	LXIV . .	43·45	LXX . . .	44·42
LIX	45·32	LXV . . .	41·70	LXXI . .	42·45
LX . . .	45·06	LXVI . .	40·37	LXXII . .	39·87
LXI . . .	45·30	LXVII . .	42·40	LXXIII . .	39·76
LXII . . .	45·86	LXVIII . .	47·43	LXXIV . .	41·93
LXIII . .	45·48	LXIX . .	47·02	LXXV . .	36·14

Majdanpek, Serbien:

	Prozente Schwefel		Prozente Schwefel		Prozente Schwefel
I	41·13	VI	39·88	XI . . .	38·71
II	40·97	VII . . .	44·41	XII . . .	35·02
III	40·99	VIII . . .	41·24	XIII . . .	35·83
IV	39·73	IX . . .	43·03	XIV . . .	33·91
V	40·70	X . . .	41·73		

Kénesd, Ungarn:

	Prozente Schwefel		Prozente Schwefel		Prozente Schwefel
I	43·59	VII . . .	38·04	XIII . . .	38·55
II	43·42	VIII . . .	38·26	XIV . . .	38·22
III	37·53	IX . . .	37·09	XV . . .	41·52
IV	38·77	X . . .	36·50	XVI . . .	40·42
V	38·56	XI . . .	37·28	XVII . . .	39·87
VI	37·50	XII . . .	36·85		

Anyes, Ungarn:

	Prozente Schwefel		Prozente Schwefel		Prozente Schwefel
I	39·38	VII . . .	36·87	XIII . . .	36·62
II	35·55	VIII . . .	36·97	XIV . . .	37·34
III	34·27	IX . . .	37·82	XV . . .	37·09
IV	44·39	X . . .	35·89	XVI . . .	36·60
V	35·48	XI . . .	36·35	XVII . . .	36·56
VI	28·72	XII . . .	36·90		

Fojnica, Bosnien:

	Prozente Schwefel		Prozente Schwefel		Prozente Schwefel
I	46·56	VI	46·27	XI . . .	48·21
II	45·71	VII . . .	49·30	XII . . .	46·94
III	46·36	VIII . . .	47·84	XIII . . .	46·74
IV	46·69	IX . . .	45·77		
V	47·62	X . . .	47·06		

Zalatna, Ungarn:

	Prozente Schwefel		Prozente Schwefel		Prozente Schwefel
I . . .	45·88	III	42·98	V	32·64
II . . .	45·09	IV . . .	40·05		

Jakobeni, Bukowina:

	Prozente Schwefel		Prozente Schwefel		Prozente Schwefel
I . . .	41·45	III	41·81	V	41·56
II . . .	42·54	IV	42·65	VI	41·86

Meggen, Westfalen:

	Prozente Schwefel		Prozente Schwefel
I . . .	41·97	II . . .	40·47

Eichleiter u. Hackl.

Schwefelkiese von Schmöllnitz, Kénesd und Anyes in Ungarn; eingesendet vom Bevollmächtigten des Preußischen Kriegsministeriums in Wien. Bei 100° C getrocknet:

Schmöllnitz, Ungarn:

	Prozente Eisen	Prozente Kupfer	Prozente Zink
I	39·93	0·49	1·19
II	41·37	0·47	0·89
III	39·54	0·52	1·77
IV	39·65	0·48	1·87
V	35·73	0·51	1·42
VI	36·85	0·54	1·33

Kénesd, Ungarn:

	Prozente Eisen	Prozente Kupfer	Prozente Zink
I	33·61	0·12	0·043
II	33·50	0·11	0·037
III	33·44	0·048	0·27
IV	32·27	0·037	0·24
V	31·94	0·048	0·25
VI	31·17	0·043	0·28
VII	31·39	0·048	0·27
VIII	31·82	0·048	0·28

Hackl.

Anyes, Ungarn:

	Prozente			
	Schwefel	Eisen	Kupfer	Zink
I . . .	38·44	35·40	0·57	1·13
II . . .	39·51	36·18	0 53	0·96
III . . .	37·24	34·50	0·52	0·94
IV . . .	36·42	34·05	0·53	0·87
V . . .	36·89	34·39	0·52	0 69
VI . . .	37·51	34·95	0·54	0·71
VII . .	37·64	34 72	0·55	0·74
VIII . .	36 35	33·94	0·64	0·89
IX . . .	37·73	35·17	0·50	0·67
X . . .	37·51	35·28	0·48	0·60
XI . . .	34·83	33·49	0·46	0·60
XII . .	35 69	33·94	0·50	0·59
XIII . .	34 65	32·93	0 48	0·77
XIV . .	35·37	33·60	0·38	0·62
XV . .	35·70	33·77	0·39	0·64
XVI . .	36 06	34·00	0 39	0·76

Hackl.

Schwefelkiese aus Albanien; eingesendet von Karl Graf Trauttmansdorff, Wien:

Fundort	Prozente Schwefel
Lamskon 1. Ausbiß . . .	42·70
Lamskon 2. Ausbiß . . .	32·96
Shemries	27·77
Gyurma-Gurmarit bei Spaci .	27·50
Čafa Barit, Haupt-Ausbiß .	35 58
Kimësa, 1. Ader.	45·81
Spaci I	36·60
Spaci II	45·92

Eichleiter.

Schwefelkies mit viel Gangart von Klein-Lobming bei Knittelfeld, Steiermark; eingesendet von H. Streubert, Knittelfeld:

	Prozente	
	I	II
Schwefel	14·10	15·19
Eisen	9·45	9·79
Kupfer	0·01	0·02
Silber, Gold . . .	nicht vorhanden	nicht vorhanden
In Säure unlösl. Gangart .	61·35	59·10

Eichleiter.

Schwefelkiese aus Albanien; eingesendet von Karl Graf Trauttmansdorff, Wien. Ergaben bei 100° C getrocknet:

	Meguschi	Lamskon III	Lamskon IIIa	Ltitna
	Prozente			
Schwefel	42·88	50·56	nicht beztimmt	25·30
Arsen	Spur	Spur	„	Spur
Kupfer	1·04	nicht bestimmt	4·11	Spur
Nickel	nicht vorhanden	„	nicht bestimmt	nicht bestimmt
	Hackl.		Eichleiter.	Hackl.

Schwefelkies von Iloba, Ungarn; eingesendet von J. Spiro und Söhne, Krumau a. d. Moldau, Böhmen. Die Probe ergab bei 100° C getrocknet:

	Prozente	
Schwefel	45·03	
Kupfer	1·68	
Eisen	39·14	
Wasser	0·58	Eichleiter.

Schwefelkiesführende Gesteine von Pernek bei Preßburg, Ungarn; eingesendet von Max Moller, Wien:

	Prozente Schwefel	
1.	11·10	
2.	15·95	
3.	23·98	
4.	34·44	Eichleiter.

Schwefelkies von Czaila bei Bazin (Bösing), Kom. Preßburg, Ungarn; eingesendet von d. Berg- u. Hüttenwerke- und chem. Fabrik Klima A.-G., Pernek:

	Prozente	
Schwefel	29·13	
Eisen	33·33	Hackl.

Schwefelkiese von Čafa-Barit, Albanien; eingesendet von Karl Graf Trauttmansdorff, Wien. Ergab bei 100° C getrocknet:

	I	II	
	Prozente		
Schwefel	49·47	51·36	
Kupfer	0·02	nicht bestimmt	
Arsen	kaum wägbare Spur	„	Hackl.

Schwefelkies vom Kalvarienberg in Radnitz, Böhmen; eingesendet von den Montan-Industriewerken vorm. Joh. Dav. Starck in Wejwanow, Böhmen. Bei 100° C getrocknet:

	Prozente	
Schwefel	35·63	
Silber, Gold	nicht vorhanden.	Hackl.

Schwefelkies von Visnjica bei Kisjelak in Bosnien; eingesendet vom Gemeinsamen Finanzministerium in Angelegenheiten Bosniens und der Herzegowina, Wien:

	Prozente
Schwefel	28·18
Eisen	25·14
In Säure unlösliche Bestandteile	45·15
Schwefelsäure (SO_3) .	0·33
Wasser	0·22
Summe . . .	99·37

Eichleiter.

Schwefelkies von Abfaltersbach bei Lienz, Tirol; eingesendet von der Zellulose-Fabriks-A.-G., St. Michael-Wien:

	Prozente Schwefel
Nr. 1	43·47
Nr. 2	41·82

Eichleiter.

IV. Kalke, Dolomite, Mergel etc.

Kalkstein von Metzenhof in Bayern; eingesendet von Karl Reif, Eger, Böhmen:

	Prozente		
Kohlensaurer Kalk	93·25	52·22	Kalziumoxyd
		41·03	Kohlensäure
Kohlensaure Magnesia	1·22	0·58	Magnesiumoxyd
		0·64	Kohlensäure
Eisenoxyd + Aluminiumoxyd . . .	0·45		
In Säure unlösliche Bestandteile . .	5·05		
Summe . . .	99·97		

Eichleiter.

Dolomit von der Stang-Alpe bei Turach, Steiermark; eingesendet von der Magnesitindustrie- und Bergbau-A.-G. in Neuberg a. d. Mürz:

	Prozente		
Kohlensaurer Kalk	53·58	30·00	Kalziumoxyd
		23·58	Kohlensäure
Kohlensaure Magnesia	41·23	19·63	Magnesiumoxyd
		21·60	Kohlensäure
Eisenoxyd + Aluminiumoxyd . . .	2·90		
In Säure unlösliche Bestandteile . .	2·05		
Summe . . .	99·76		

Eichleiter.

Kalksteine von Brunn a. d. Wild, N.-Oe.; eingesendet von Heinrich Garnerith, Brunn a. d. Wild:

	I Prozente		II Prozente	
Kohlensaurer Kalk	97·78	54·76 Kalziumoxyd 43·02 Kohlensäure	95·24	53·33 Kalziumoxyd 41·91 Kohlensäure

Hackl.

Kalksteine aus der Umgebung von Weiz, Steiermark; eingesendet von der Marktgemeinde Weiz: Kohlensaurer Kalk aus dem Steinbruch:

	Prozente	
I. des Jos. Kauer, Weiz . . .	96·33	54.00 Kalziumoxyd 42·33 Kohlensäure
II. des Johann Pichler, Weiz . .	96·33	54·00 Kalziumoxyd 42·33 Kohlensäure.

Hackl.

Dichter Magnesit von Semengnjevo in Serbien; eingesendet von Dr. W. Hammer und Dr. Ampferer, Wien:

	Prozente	
Kohlensaure Magnesia	97·40	46·38 Magnesiumoxyd 51·02 Kohlensäure

Eichleiter.

Kalkstein (dolomitisch) von Grünau bei Spital am Pyhrn, O.-Oe.; eingesendet von Ing. Alois Rücker, Mödling, N.-Oe.:

	Prozente	
Kohlensaurer Kalk	87·50	49·00 Kalziumoxyd 38·50 Kohlensäure
Kohlensaure Magnesia	11·80	5·62 Magnesiumoxyd 6·18 Kohlensäure
Eisenoxyd + Aluminiumoxyd . . .	0·40	
In Säure unlösliche Bestandteile . .	0·45	
Summe . . .	100·15	

Eichleiter.

Kalkstein von Enzenreith bei Gloggnitz, N.-Oe. (Wald-Parzelle Nr. 776); eingesendet von Franz Haid, Bergverwalter in Payerbach, N.-Oe.:

	Prozente	
Kohlensaurer Kalk	98·93	55·40 Kalziumoxyd 43·53 Kohlensäure
Kohlensaure Magnesia	0·10	0·048 Magnesiumoxyd 0·052 Kohlensäure
Eisenoxyd + Aluminiumoxyd . . .	0·15	
In Säure unlösliche Bestandteile . .	0·80	
Summe . . .	99·98	

Eichleiter.

Drei Kalksteine (sogenannte Semmering-Kalke) und ein Dolomit (sogen. Semmering-Dolomit) von Scheiblingkirchen, Graben zum Zottelhof; eingesendet von den Niederöster. Kaolin- und Steinwerken, Wien.

I

	Prozente	
Kohlensaurer Kalk	94·86	53·14 Kalziumoxyd 41·62 Kohlensäure
Kohlensaure Magnesia	0·95	0·45 Magnesiumoxyd 0·50 Kohlensäure
Kohlensaures Eisenoxydul	0·44	0·27 Eisenoxydul 0·17 Kohlensäure
In Säure unlösliche Bestandteile . .	3·45	
Organische Substanz	merkliche Spuren	
Summe . . .	99·70	

Eichleiter.

II

	Prozente	
Kohlensaurer Kalk	93·93	52·60 Kalziumoxyd 51·33 Kohlensäure
Kohlensaure Magnesia	0·99	0·47 Magnesiumoxyd 0·52 Kohlensäure
Kohlensaures Eisenoxydul	0 64	0·40 Eisenoxydul 0·24 Kohlensäure
In Säure unlösliche Bestandteile . .	4·40	
Organische Substanz	merkliche Spuren	
Summe . . .	99·66	

Eichleiter.

III

	Prozente	
Kohlensaurer Kalk	95·62	53·55 Kalziumoxyd 42·07 Kohlensäure
Kohlensaure Magnesia	1·89	0·90 Magnesiumoxyd 0·99 Kohlensäure
Kohlensaures Eisenoyydul	0·37	0·23 Eisenoxydul 0·14 Kohlensäure
In Säure unlösliche Bestandteile . .	1·95	
Organische Substanz	merkliche Spuren	
Summe . . .	99 83	

Eichleiter.

IV (Dolomit)

	Prozente		
Kohlensaurer Kalk	58·96	34·25	Kalziumoxyd
		24·71	Kohlensäure
Kohlensaure Magnesia	39·90	19·00	Magnesiumoxyd
		20·90	Kohlensäure
Kohlensaures Eisenoxydul	0·64	0·40	Eisenoxydul
		0·24	Kohlensäure
In Säure unlösliche Bestandteile . .	0·30		
Organische Substanz	merkliche Spuren		
Summe	99·80		Eichleiter.

Braunspat vom Hochpriel bei St. Johann in Salzburg; eingesendet von Prof. Dr. Karl Diener, Wien:

	Prozente		
Unlöslicher Rückstand	0·04		
Eisenkarbonat	12·97	8·05	Eisenoxydul
		4·92	Kohlensäure
Eisenoxyd	0·16		
Aluminiumoxyd	0·68		
Mangankarbonat	0·66	0·41	Manganoxydul
		0·25	Kohlensäure
Kalziumkarbonat	51·48	28·86	Kalziumoxyd
		22·62	Kohlensäure
Magnesiumkarbonat	34·76	16·53	Magnesiumoxyd
		18·23	Kohlensäure
Summe . . .	100·75		
Gesamt-Eisen	6·37		Hackl.

Kalkmergel in natürlicher Mehlform aus der Gegend von Beszterecze in Siebenbürgen; eingesendet von der Großwardeiner Kohlenwerk- und Industrie-Aktien-Gesellschaft in Nagyvarad:

	Prozente		
Kohlensaurer Kalk	52·58	29·45	Kalziumoxyd
		23·13	Kohlensäure
Kohlensaure Magnesia	3·78	1·80	Magnesiumoxyd
		1·98	Kohlensäure
Eisenoxyd + Aluminiumoxyd . . .	3·60		
In Säure unlösliche Bestandteile . .	35·80		
Wasser u. organische Substanz (Diff.)	4·24		
Summe . . .	100·00		Eichleiter.

V. Tone und Sande.

Kaolin von Požega in Slawonien; eingesendet von Dr. M. Reiner in Požega, Slawonien:

	Prozente
Kieselsäure	64·55
Aluminiumoxyd	14·60
Eisenoxyd	2·58
Kalziumoxyd	2·32
Magnesiumoxyd	3·75
Kaliumoxyd	1·93
Natriumoxyd	0·18
Wasser + geringe Mengen Kohlensäure	10·15
Summe	100·06

Hackl.

Quarzsand von Forbes in Böhmen (Waschprobe): eingesendet von Fr. Smolka, Wien XX:

	Prozente
Kieselsäure	96·10
Aluminiumoxyd	2·00
Eisenoxyd	0·90
Kalziumoxyd	0·20
Magnesiumoxyd	0·14
Kaliumoxyd	0·02
Natriumoxyd	Spur
Glühverlust	0·35
Summe	99·71

Eichleiter.

Quarzsande von Frühstorf, Gemeinde Baumgartenberg, Ob.-Oest.: eingesendet von Karl Schreiber, Wien III:

	Prozente			Prozente	
I	88·65	Kieselsäure	XI	82·40	Kieselsäure
II	87·30	"	XII	87·50	"
III	86·40	"	XIII	82·20	"
IV	91·40	"	XIV	82·60	"
V	86·40	"	XV	87·80	"
VI	83·80	"	XVI	83·10	"
VII	88·60	"	XVII	76·80	"
VIII	85·40	"	XVIII	82·70	"
IX	92·90	"	XIX	87·40	"
X	86·40	"			

VI. Andere Gesteine (Silikate und Asphalte).

Quarzgesteine von Březi und Aujezdec, Ger.-Bez. Blatna, Böhmen; eingesendet vom Revierbergamt Pilsen:

	I Prozente	II Prozente	III Prozente
Eisen . . .	1·31	1·18	1·34
Kupfer . . .	0·0048	kaum nachweisbar	unwägbare Spur
Molybdän .	nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden

Hackl.

Quarzite von Neuberg, I. Haus am Rein-Steinbruch, II. Reisinger-Steinbruch im Arzbachgraben; eingesendet von der Magnesit-Industrie und Bergbaugesellschaft Neuberg, Steiermark:

	I Prozente	II Prozente	
Kieselsäure . . .	94·60	95·15	
Eisenoxyd . . .	3·50	3·05	
Aluminiumoxyd .	0 65	0 55	
Kalziumoxyd . .	0·75	0·75	
Magnesiumoxyd .	0·18	0·11	
Summe . . .	99·68	99·61	Eichleiter.

Quarzit von Hönigsberg bei Mürzzuschlag, Steiermark; eingesendet von Fr. Hintz in Mautern, Steiermark:

	Prozente	
Kieselsäure . . .	97·30	Eichleiter.

Granatfels aus der Umgebung von Voitsberg, Steiermark; eingesendet von Ferd. Gruber, Wien VI:

	Prozente		Prozente		
Eisenoxyd . .	30·35	entsprechend	24·23	Eisen	
Manganoxydul .	8·84	„	6·85	Mangan.	Eichleiter.

Talksteine von Arzbach bei Neuberg an der Mürz, Steiermark; eingesendet von der Magnesit-Industrie-Bergbau-A.-G., Neuberg a. d. Mürz:

	I Prozente	II Prozente	III Prozente	IV Prozente
Kieselsäure	59·70	57·50	57·55	60·39
Eisenoxyd	1·60	1·30	1·80	0·65
Aluminiumoxyd	0·90	0·65	1·15	1·53
Kalziumoxyd	1·10	Spur	1·80	0·98
Magnesiumoxyd	31·16	32·65	31·54	31·20
Glühverlust	5·40	8·05	5·95	4·96
Summe . . .	99·86	100·15	99·79	99·71
	Eichleiter.			Hackl.

Asphalt von Bulschare bei Oroschi in Albanien; eingesendet von Karl Graf Trauttmansdorff, Wien.

Die Extraktion mit Tetrachlorkohlenstoff ergab:

Bitumen . . 41·75%. Eichleiter.

Asphalt-Gestein von Vergorac, Dalmatien; eingesendet von Josef Schumann, Wien.

Die Extraktion mit Tetrachlorkohlenstoff ergab:

Bitumen . . 16·32%. Hackl.

Asphalt-Gestein aus der Gegend von Syrakus, Sizilien; eingesendet von Josef Raudnitzky, Wien XIX.

Die Extraktion mit Tetrachlorkohlenstoff ergab:

Bitumen . . 13·91%. Eichleiter.

VII. Wässer.

Wasser von Karlowitz, Ungarn; eingesendet von Rosine Derdić, Karlowitz:

Die Untersuchung ergab das Vorhandensein von Schwefelwasserstoff, Eisen, Kalzium, Magnesium, Alkalien, Kohlensäure, Chlor, Schwefelsäure und organische Substanz. Der Abdampfrückstand von 1 *l* betrug 0·475 *g*. Das Mineralwasser ist also eine eisenhältige Schwefelquelle.

Hackl.

Wasser aus dem Gayabach; eingesendet von dem Braunkohlenbergbau Hilfe Gottes-Zeche in Dubnian in Mähren.

In 1 Liter sind enthalten:

	Gramm
Kalziumoxyd	0·1472
Magnesiumoxyd	0·0498
Abdampfrückstand . . .	0·4880
Deutsche Härtegrade	21·6°.

Hackl.

VIII. Erdöle.

Roh-Petroleum von Bohuslawitz am Vlara-Paß, Mähren; eingesendet von Leo Feld, Wien I.

Die fraktionierte Destillation ergab:

	Prozente	Spez. Gewicht	Farbe
Benzine bis 100° C	33·48	0·724	farblos
Leichte Oele von 100—150° C .	15·44	0·774	farblos
Leuchtöle von 150—200° C . . .	4·38	0·787	farblos
Leuchtöle von 200—250° C . . .	11·28	0·818	lichtgelb
Leuchtöle von 250—300° C . . .	14·57	0·852	goldgelb
Schwere Oele von 300—350° C .	8·72	0·841	dunkelgelb
Petroleum-Gummi bei ca. 400° C	0·46		dunkelgelb
Koks-Rückstand	1·06		
Gase und Verlust	0·61		
Summe . . .	100·00		

Das Rohöl hat ein spez. Gewicht von 0·780 bei 15° C, rötgelbe Farbe mit grünlichem Reflex in auffallendem Licht, ist durchsichtig und leichtflüssig.

Die sogenannten Leucht- und Brennöle von 150—300° C betragen 30·13%. Der Gehalt an Benzinen (bis 100° C) ist in diesem Rohöl ganz außergewöhnlich hoch. Eichleiter.

IX. Diverse Materialien.

I. Kupferasche; eingesendet von G. Chaudoir & Co., Wien XI:

Kupfer . . . 80·32%. Eichleiter.

II. Kupferasche vom gleichen Einsender:

Kupfer . . . 78·56%. Eichleiter.

Kies-Abbrand von Rio Tinto-Schwefelkies; eingesendet von der Zellulose-Fabriks-A.-G., St. Michael bei Leoben:

	Prozente
Kupfer	0·15
Silber	0·00294
Gold	unwägbare Spur unter 0·00001

Eichleiter.

Kies-Abbrand aus dem Kieswerk Panzendorf—Tessenberg, Ger.-Bez. Sillian, Tirol; eingesendet von der Theresienthaler Papierfabrik Ellissen, Roeder & Co., Wien:

	Prozente
Kupfer	0·44
Zink	0·20
Eisen	55·94

Eichleiter.

Eichenspäne-Briketts; eingesendet von der Ung.-Ostrauer Zuckerfabrik.

	Prozente
Kohlenstoff	43·20
Wasserstoff	5·19
Sauerstoff + Stickstoff	37·05
Schwefel, verbrennlich	0·26
Wasser	13·35
Asche	0·95
Schwefel in der Asche	0·02
Gesamt-Schwefel	0·28
Kalorien berechnet	3340

Hackl.

Ein Beitrag zur Petrographie und Geologie des mittelsteirischen kristallinen Gebirges der Stubalpe.

Nebst Bemerkungen über das Gebiet der Gleinalpe.

Von **F. Angel** (Graz) und **F. Heritsch** (Graz).

Mit einer Tafel (Nr. I), einer tabellarischen Uebersicht (Tafel II) und 12 Figuren im Text.

Motto:

„Zwei-einig geht der Mensch zu best.“
(Hans Sachs in Wagners „Meistersinger“.)

Vorwort.

Wir haben uns zur Lösung einer komplizierten Frage zusammengetan und hoffen, mit der vorliegenden Abhandlung eine Bresche in ein Gebiet geschlagen zu haben, das bisher einen Dornröschenschlaf in der geologischen Erforschung unserer Heimat getan hat. Die Liebe zur Heimat, die Freude an den Bergen hat uns immer wieder dorthin geführt, wo wir den Jammer des Krieges vergessen konnten. Die Forscherlust war die Begleiterin unserer Wanderungen.

Die Anlage der Arbeit erklärt sich aus ihrer Entstehung. Mit der reinlichen Trennung des petrographischen und des geologischen Teiles glauben wir der Sache zu dienen und nicht nur eine Nachprüfung, sondern auch die weitere Arbeit zu erleichtern.

Manches hat unsere Arbeit gefördert. Wir nennen da die vielfach ungewöhnlich guten Aufschlüsse in den Höhen, dann aber auch das ausgezeichnete Standquartier, das wir in dem Schutzhaus „Gaberl“ der Sektion Köflach des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereines hatten. Wir empfehlen den Herren Fachgenossen unser Gebiet; jeder wird auf seine Rechnung kommen, da sowohl die petrographischen als auch die geologischen Verhältnisse sehr interessant sind.

Der von uns studierte Teil der Stubalpe, die ein Teil des kristallinen, das Grazer Paläozoikum umgebenden Bogens der mittelsteirischen Zentralalpen ist, liegt südlich des Passes, auf dem in 1551 *m* Höhe die Straße von Köflach nach Weißkirchen den Kamm überschreitet (Spezialkarte, Zone 17, Kolonne XII, Blatt Köflach—Voitsberg). Auf der Paßhöhe liegt das Gaberl-Schutzhaus. Etwa $1^1/_2$ *km*

südlich von ihm liegt der P. 1599 und beiläufig 1 *km* südlich von diesem beginnt der Bereich der Karte. Auf dieser finden sich alle im Text erwähnten Orte, soweit es sich um die Umgebung des „Alten Almhaus“, das ist P. 1649 der Spezialkarte handelt. Der in der Karte verzeichnete Wölkerkogel (P. 1707) und der P. 1634 gehören dem Hauptkamm an. Etwa $1^1/_2$ *km* südwestlich vom Wölkerkogel liegt im Hauptkamm der Schwarzkogel (P. 16ъ2). Der Hauptkamm wendet sich von diesem an fast gegen Nordwesten, um nach einer Kammulde, der Langen Tratten zum Rappolt (P. 1924) anzusteigen. Von dort wendet sich der Kamm zur tiefen Paßmulde des Salzstiegels (P. 1553) und steigt von dort über den P. 1698 zum Stubalpen-Speik (P. 1993) an. Von den Seitenkämmen sind nur wenige im folgenden erwähnt. Vom Wölkerkogel zweigt ein Rücken ab, der über Hochgößnitz gegen das Köflacher Becken absinkt. Parallel mit ihm geht der Rücken, der vom Brandkogel (siehe die Karte!) abzweigt; er führt über das Soldatenhaus und über den „Sattel vor dem Soldatenhaus“ (d. i. die Stelle, wo auf der Spezialkarte „Kerner“ steht) zum Bundscheck (P. 1418) und senkt sich von da nach Lankowitz—Köflach. Auf dem halben Wege zur Gleinalpe zweigt vom Hauptkamm (Texenbachalpe, P. 1657) der Rücken über den Sattelwirt zum Jägerwirt ab. Anhangsweise sind einige Bemerkungen über die Gleinalpe und die Hochalpe gegeben, welche beide dem mittelsteirischen kristallinen Gebirgsbogen angehören.

Die Arbeit in unserem Gebiete hat den Vorzug, daß nur eine geringe Lokalliteratur zu studieren ist. Wir erwähnen da D. Sturs Geologie der Steiermark (Graz, 1871), welche die Ergebnisse von kursorischen Begehungen gibt. Die Problemstellung ist zum ersten Male erfaßt in M. Vaceks Abhandlung (Verhandl. der Geol. Reichsanstalt 1890). Mit einer anderen neueren Abhandlung, von Leitmeier geschrieben, werden wir uns im folgenden noch des öfteren auseinanderzusetzen haben.

Wir geben die Abhandlung aus unseren Händen, wohl bewußt, daß sie ein Torso ist. Daher setzen wir unsere Studien fort, getreu folgend dem vorangestellten Motto. In Wehmut gedenken wir manches Begleiters fröhlicher Wanderungen, der unter dem Dröhnen der Kanonen in der Blütezeit des Lebens sterben mußte.

A. Petrographischer Teil.

Von F. Angel.

Einleitung zum petrographischen Teil.

Als mein Freund Heritsch mich zur Mitarbeit an der Erforschung des Stubalmgebietes einlud, übergab er mir eine eigene Aufsammlung von etwa 50 Handstücken. Von diesen waren mir die Fundorte und die Lage der durch sie vertretenen Gesteinslagen zum größten Teil unbekannt. Da Heritsch mir grundsätzlich zunächst

weder über die Natur der Gesteine, noch auch über ihre gegenseitige Lagerung Aufklärung gab, ging ich vollkommen unbeeinflußt, ohne vorgefaßte Meinung und ohne Zielstrebigkeit in irgendeiner theoretischen Hinsicht an die Arbeit.

Die bestand zunächst darin, die Natur der Handstücke zu erkennen, sie in ein System zu bringen und sie für ihre Unterscheidung zu charakterisieren. Dabei ergaben sich Schwierigkeiten, welche zu lösen nur durch Beobachtung im Felde und durch Ergänzung der Aufsammlungen möglich war.

In Verfolgung dieses Zieles führte mich Heritsch mehrmals auf die Stubalpe. Vergleichshalber wurde auch auf der Gleinalm gesammelt. Die Folge aber war, daß das Material jedesmal stark bereichert und im erstrebten Sinn vervollständigt wurde.

Dies bedingte eine mehrmalige Umordnung des Stoffes. In der vorliegenden Arbeit sind die Spuren davon in den Einschubnummern zu sehen. Die Vermeidung von Nummern wie 107 *a*, *b*, *c* usw. hätte nur auf dem Wege einer mehrmaligen Umnumerierung erfolgen können, wodurch uns die Uebersicht ungemein erschwert worden wäre. Daher wurde der von uns gewählte Weg des Einschubes betreten.

Die Arbeit bringt in ihrer Form fernerhin zum Ausdrucke, wie sie geworden ist. Die Grundlage bildete eine möglichst genaue Durchforschung der einzelnen Gesteine; auf dieser Grundlage wurden die Kapitel aufgebaut und daher allgemeine Ergebnisse am Schlusse der Kapitel oder sonst dann, wann sie sich gerade ergeben hatten, festgelegt. Ich hatte die Absicht, mich nicht dazu verleiten zu lassen, die aufgesammelten Vertreter in einer der bereitliegenden Systeme von vornherein einpassen oder gar einzwängen zu wollen. Ich glaube, daß mir dies gelungen ist. Das Bild des Weges, den ich gegangen bin, glaubte ich nicht verwischen zu sollen, damit desto leichter Irrtümer oder Unrichtigkeiten sich entdecken lassen. Daher die vielleicht in mancher Beziehung ungewöhnliche Form.

Das Inhaltsverzeichnis, das nun folgt, enthält zunächst in Form einer Uebersicht sämtliche erwähnte Gesteine mit Fundort. Unter jeder Gesteinsnummer die Seitenzahl. Dieser Liste schließe ich die Seitenhinweise auf allgemeine Bemerkungen an.

Dazu wäre noch zu bemerken, daß die Gesteinsnummern sowie genaue Fundortsbezeichnung auf der Bezettelung der Handstücke und den zugehörigen Schliffen eingetragen sind und die Originale daher jederzeit eingesehen werden können.

Uebersicht der Gesteine und Fundorte.

I Kapitel: Alkalifeldspatgneise.

a) Normale Gneise.

b) Augengneise.

c) Granulite.

d) Pegmatitgneise und Pegmatite.

e) Aplitgneise, bzw. Aplite.

f) Saure Lagen.

g) Minettegneise.

II. Kapitel: Tonerdesilikatgneise.

a) Sillimanitgneise.

b) Cordieritgneise und deren Diaphthorite etc.

c) Mylonite der Cordieritgneise etc.

d) Feingneise der Roßbachkogelserie (Gleinalmgebiet).

e) Serizit- und Ottrelithphyllite.

f) Fraglicher Zugehörigkeit.

III. Kapitel: Plagioklasgneise.

a) Kränzchengneise.

c) Gemeiner Amphibolit.

d) Mylonite.

V. Kapitel: Serpentin und Begleiter.

VI. Kapitel: Glimmerschiefer.

a) Helle Glimmerschiefer.

b) Rappoldglimmerschiefer.

VII. Kapitel: Glimmerquarzite.

VIII. Kapitel: Gneisquarzite.

IX. Kapitel: Quarzite.

X. Kapitel: Marmore und Kalkglimmerschiefer.

Allgemeine Erörterungen.

Literatur.

F. Becke, Ueber Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. Wien. 1903 Denkschriften der Akad. Math.-Nat. Klasse. LXXV. Bd.

— Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. Mineral.-petrogr. Mitteilungen. 1882.

— Fortschritte auf dem Gebiete der Metamorphose. Lincks Fortschritte der Mineralogie etc. I. Bd. S. 221.

— Bericht über die Aufnahmen am Nord- und Ostrande des Hochalmmassivs Sitzungsber. der Akad. Math.-Nat. Klasse CXVII. Bd. Wien 1908.

M. Stark, Vorläufiger Bericht über geol. Aufnahmen im östlichen Sonnblickgebiet etc. Sitzungsber. der Akad Math.-Nat. Klasse. CXXI. Bd. Wien 1912.

Grubenmann-Tarnuzzer, Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. 53. Lief. Bern, bei A. Franke.

E. Weinschenk, Ueber Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. Abhandl. der bayr. Akad. der Wissenschaften II. Kl., XXII. Bd., III. Abteil. München 1906.

J. Stiny, Diopsidfels von Mixnitz. Zentralblatt für Mineral. etc. 1914. Nr. 24.

— Zur Kenntnis des Mürztaler Granitgneises. Verhandl. d. geol. R.-A. 1914. Nr. 12 und 13.

— Gesteine der Umgebnng von Bruck an der Mur. Feldbach 1917.

B. Sander. Porphyrite aus den Sarntaler Alpen. Ferd.-Zeitschrift, III. Folge, Heft 53

— Ueber Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge. Tscherm. Min. Petr. Mitteil., XXX. Bd., 1911, 3. und 4. Heft.

— Bemerkungen über tektonische Gesteinsfazies etc. Verhandl. d. geol. R.-A. 1914, Nr. 9.

— Beiträge aus den Zentralalpen zur Deutung der Gesteinsgefüge. Jahrb. d. geol. R.-A. 1915. 64. Bd., 4. Heft.

— Ueber tektonische Gesteinsfazies. Verhandl. d. geol. R.-A. 1912, Nr. 10.

Becke-Himmelbauer-Reinhold-Görgey, Waldviertelausflugführer. Wien 1913.

F. Eigel, Das kristalline Schiefergebirge der Umgebung von Pöllau. Jahresber. des fb. Gymn. Graz. 1894/95.

J. A. Ippen, Petrographische Untersuchungen an kristallinen Schiefern der Mittelsteiermark. Naturw. Verein für Steiermark. 1895. S. 3 ff.

E. Spengler, Ein neues Vorkommen von Serpentin auf der Gleinalpe. Naturw. Verein für Steiermark. 1913. (50. Bd.) S. 80 ff.

Hammer-John, Augengneise etc. aus dem oberen Vintschgau Jahrb. d. geol. R.-A. 1909. 3. und 4. Heft, S. 715.

I. Alkalifeldspatgneise.

a) Normale Gneise.

Nr. 1. Granitgneis vom Wölkerkogel.

Fundort: Die Kammlinie vom Punkt 1707 zum Punkt 1653 der Spezialkarte verläuft in südöstlicher Richtung über kurzrasigen Almboden, aus dem Anstehendes in kleineren und größeren Felsen aufragt. Ungefähr in der Mitte der oben begrenzten Strecke ist der Granitgneis in mächtigen Felsbrocken, von grauer Verwitterungskruste bedeckt, zu beobachten. Gegen das Hangende beobachtet man eine rasch zunehmende Durchspickung mit hellgelbroten Granaten, die durchschnittlich etwa 1 *cm* Halbmesser besitzen.

Die Handstücke sind nur teilweise geschiefert. Mit freiem Auge erkennt man häufig auch rein massige Struktur, und es wäre möglich, daß nach einzelnen Stücken das Gestein als normaler Granit beschrieben werden könnte. In der Frage, ob Granit oder Gneis, gibt es an dieser Aufschlußstelle jedoch einen Wegweiser: Biotit-Konkretionen von sehr flachlinsiger Form. Dadurch, sowie durch stellenweise Scharung der Biotite und stellenweise auffällige Streckung von mesostastischem Quarz, scheint es richtiger, für dieses Gestein den Namen Gneis zu wählen.

Als Typus betrachten wir Handstücke mit sehr spärlichem, großem Granat, wenigstens angedeutetem Gneisgefüge, weißem Feldspat, grauem Quarz und schwarzem Biotit. Die Struktur ist mittel- bis feinkörnig. Die Biotite besitzen einen Durchmesser von 3—5 *mm* und eine Dicke von manchmal etwa $^1/_4$ *mm*, meist viel weniger.

U. d. M. ist der Wechsel von schiefriger und massiger Struktur ebenfalls zu beobachten. Kataklastische Erscheinungen zeigen sich nur an Quarz, welcher stellenweise zerbröselte Zonen bildet, in deren Längsrichtung auch Biotite eingestellt vorkommen. Die Korngröße ist einer Ausmessung günstig. Ihr Ergebnis ist folgendes:

	Prozente
Quarz	31·4
Orthoklas . . .	42·9
Plagioklas . . .	11·7
Biotit	8·1
Muskowit . . .	4·5
Granat	1·2
Skapolith etc. . .	0·2
	100·0

Quarz trifft man häufig in Form größerer Körner an, welche miteinander verzahnt sind, keine Regelmäßigkeit in der gegenseitigen Lage erkennen lassen, auch keine bemerkenswerten Spannungserscheinungen aufweisen, dagegen durchschwärmt sind von Fahnen winziger Einschlüsse. Dieselben haben kugelige, keulige oder 8-förmige Gestalt, sind ganz klar und heben sich durch die starken Brechungs-

unterschiede vom Quarz ab. Anscheinend handelt es sich um Flüssigkeitseinschlüsse. Als seltene Gäste sieht man mitunter winzige Zirkone als Einschluß. In den Bröselzonen haben die Quarztrümmer eckigen, splittrigen Umriß. In Tropfenform bildet das beschriebene Mineral auch Einschluß in den Randschichten der Feldspäte, wenn diese durch Größe relativ hervorragen.

Orthoklas, schwach getrübt durch Kaolinisierung, die Spaltung ausgeprägt zeigend, bildet im Schliff zumeist einfache, unverzwillingte Schnitte, er weist rundliche, buchtige Umgrenzung auf. An Einschlüssen ist er sehr arm. Nirgends ist Perthitstruktur auch nur angedeutet, auch Plagioklaseinschlüsse fehlen.

Plagioklas: Vergleiche der Brechung mit Quarz in ||-Stellung ergaben $\omega > \alpha_1'$, $\varepsilon > \gamma_1$, die Differenzen der Brechung relativ nicht sehr bedeutend. Somit Oligoklasalbit. Stets ist reiche, feine, polisynthetische Verzwillingung zu sehen. Schwach schaliger Bau ist manchmal angedeutet. Eine optische Prüfung des Kernes eines Kristalls führte ebenfalls auf Albitoligoklas. In einzelnen Fällen beobachtet man ein plötzliches Aussetzen der Lamellierung gegen den Rand des Kristalles zu. Möglicherweise ist diese Rinde Orthoklas.

Wie Orthoklas, so ist auch der Plagioklas teilweise kaolinisiert.

Die Größe der Feldspatindividuen wechselt stark, doch sind eigentliche porphyrische oder porphyroblastische Formen nicht zu finden.

Meroxen. Die Täfelchen liegen teils einzeln, teils sind sie zu Putzen vereinigt. Sie sind sehr einschlußarm. Basisschnitte weisen tiefbraune Färbung auf, Schnitte ⊥ dazu besitzen einen starken Pleochroismus: gelb- bis tiefschwarzbraun. Isolierte Blättchen erwiesen sich als Glimmer II. Art, Achsenwinkel wegen der Tiefe der Färbung und Schwierigkeiten, die die Kleinheit der Täfelchen verursacht, nur annähernd bestimmbar. $2\,e = 32 - 36^0$. Ausbleichungserscheinungen wurden nicht wahrgenommen.

Muskowit tritt entweder einzeln oder zusammen mit Meroxen in dessen Größenverhältnissen auf.

Beide Glimmer zeigen Biegungen und Knicke. Der Meroxen gehört vielleicht zum Lepidomelan.

Granat. Seine spärlichen, hellrosaroten Körner, mit Meroxen vergesellschaftet, nicht sehr reich an Einschlüssen, zeigen weiters keine Besonderheiten.

Skapolith. Ebenfalls in Gesellschaft des Meroxens findet man ein dickprismatisches farbloses Mineral mit pyramidalen, stumpfwinkligen Enden, kräftigem Relief, feinen Spaltrissen mit Veränderungsprodukten längs denselben, gerade auslöschend, optisch negativ, schwach doppelbrechend. Demnach dürfte es sich um winzige Skapolithe handeln, wofür auch der Umstand spricht, daß einzelne anders geführte Schnitte desselben Minerals eine Auslöschung von 45^0 besitzen.

Chlorit, vereinzelt in grünen Blättchen von der Ausdehnung des Glimmers auch mit freiem Auge sichtbar, besitzt im Schliff unvollständig 6seitige Umrisse. Er enthält zum Teil Nadelsysteme mit Winkeln von 60^0, der ganzen Erscheinung nach Rutilgitter.

Sillimanit. An Grenzen zwischen Feldspäten und Quarz, also auf Fugen, sind häufig kleinste, dichte Nadelbüschel zu bemerken. Die Nadeln sind farblos, wenige Hundertstel *mm* lang, gut brechend (Okular 4, Obj. 5!). Ein anderes Mineral als Sillimanit kommt nicht in Betracht; die Diagnose erfolgt auf Grund des Vergleiches mit Sillimanit anderer Gesteine des Gebietes, wo Sillimanit in größeren Individuen auftritt.

Apatit, Zirkon und Eisenerz sind sehr spärlich.

Diesem Bestand nach ist der Wölkerkogelgranitgneis ein Orthogneis der untersten Tiefenstufe, welcher im Stadium der Verfestigung der letzten Reste von Quarz eine allerdings ziemlich unbedeutende Durchbewegung erfahren hat, die Teilbewegung erfolgte der Hauptsache nach postkristallin.

Sillimanit und Granat stammen anscheinend aus resorbierten Schollen von Nebengestein, aus dem sie durch Umsetzungen hervorgegangen sein mögen.

Nr. 1a. Granitgneis, feinkörnig, Stub.

Fundort: Wegteilung—Gaberl. 2. Kuppe.

Aeußerlich ein hellbrauner, feinkörniger Granit, schwarze Glimmerschüppchen mit 2 *mm* Durchmesser sowie ein weißes bis schmutzig hellgelbes Gemenge von Quarz und Feldspat sind makroskopisch erkennbar. Unvollkommene Schieferung.

Die Lage der Schliffläche läßt auch im mikroskopischen Bilde die Schieferung nicht leicht erkennen. Reichen Anteil nehmen Plagioklas, dann Orthoklas und Quarz. Der Plagioklas gehört zum Oligoklas im weiteren Sinne. Andeutung perthitischer Struktur stellenweise beobachtbar. Quarz zeigt lebhafte Spannungserscheinungen, aber keine Zerbrechung.

Der Meroxen besitzt blutrote oder sienafarbige Töne im Pleochroismus. Skelettartiger Granat, etwas Turmalin, Zirkon mit pleochroitischen Höfen; ein wenig Erz vervollständigen das Bild.

Grob mechanische Deformation ist nicht nachweisbar. Der Meroxengehalt beträgt 15—20 %.

Aeußerlich und in bezug auf die Struktur steht dieses Gestein Nr. 1 sehr nahe.

Nr. 2. Feinkörniger Gneis vom Stubalpenspeik.

Fundort: Am Pfad vom Salzstiegel zum Speikgipfel, Abhang der Kuppe, welche den Gipfel trägt, in etwa 1800 *m* Höhe.

Das Gestein hat gelblichen Gesamtton und spaltet dünnplattig. Die Textur ist dünnebenschiefrig. Am Hauptbruch lepidoblastisch durch Anreicherung des dunklen Glimmers. Korngröße durchschnittlich 1 *mm*.

U. d. M. beobachtet man granoblastische Struktur und ziemlich bedeutende Kataklase. Für die Ausmessung sind die Verhältnisse recht günstig.

	Prozente
Quarz	29·2
Orthoklas . . .	46·3
Plagioklas . . .	4·2
Biotit	14·5
Skapolith . . .	3·3
Granat	2·5
	100·0

Quarz bildet verzahnte Körner mit Einschlußfahnen und zeigt häufig wellige Auslöschung sowie auch Zertrümmerung.

Orthoklas zum Teil zerbröselt, ist reich an Trübung durch Zersetzungsprodukte, besonders auf Fugen. Vereinzelt tritt dieses Mineral in relativ größeren Xenoblasten auf, welche geordnete Einschlüsse von Meroxen enthalten. Makroskopisch kommt dies nicht zur Geltung. Seltene Stellen des Schliffes zeigen, daß sich diese Einschlüsse mit externen Meroxenen in Beziehung bringen lassen. Es ist nämlich zu sehen, wie größere Meroxentafeln gegen den Xenoblasten in unregelmäßigen Grenzen abschließen, während Meroxeneinschlüsse in der Längsrichtung des externen Individuums angeordnet, im Xenoblasten liegen. Man möchte sagen, sie seien die Fortsetzung des Meroxen in den Orthoklas hinein. Auf diese Erscheinung wird später noch eingegangen werden. Andeutung von Perthit ist selten, Mikroklin überhaupt nicht zu finden.

Plagioklas. Kornfeinheit und Spärlichkeit sind die Ursache, weshalb seine Natur nicht genau festgestellt werden konnte. Nach der Brechung beiläufig beurteilt, handelt es sich um ein saures Glied der Reihe. Er tritt entweder in Körnern auf, welche Bruchstücke einst größerer Individuen darstellen, oder in einzelnen Bröckchen inmitten von ebensolchem Orthoklas.

Sehr spärlich beobachtet man mikropegmatitische Verwachsungen.

Meroxen mit $2e = 32^0$ im Durchschnitt, zeigt auf der Basis tiefbraune Farbe mit Stich ins Oelgrüne; sonst besitzt er den normalen Pleochroismus der Biotite aus Granaten. Als Einschluß in Feldspat besitzt er sechsseitigen, länglichen Umriß, bzw. die Form feiner Leisten.

Der gut idioblastische Granat weist Glimmer und Feldspat als Einschluß auf. Skapolith wurde wie bei Nr. 1 diagnostiziert; er zeigt fein-mattgraue Färbung. Seine relative Häufigkeit sei hervorgehoben.

Dieser Beschreibung nach liegt ein Orthogneis mit grobmechanischer Korndeformation vor. Die Schieferung ist jedoch bereits vorher vorhanden gewesen, darauf deutet die Unverletztheit des Meroxens in *s*.

Nr. 3. Granitgneis vom Sattel Wölkerkogel—Schwarzkogel.

(Mineralreiche Fazies.)

Fundort: Der Sattel zwischen den erwähnten Gipfeln baut sich aus einem reichgegliederten Gesteinskomplex auf. Einige seiner Glieder zeigen geringe Mächtigkeit, darunter ist auch das zu be-

schreibende Gestein, welches in einer Serie höchst merkwürdiger Hornblendegesteine in der Nähe der etwas unter der Kammlinie entspringenden Quelle ansteht. (Bei Punkt 1634.)

Das Handstück ist deutlich geschiefert, sehr hellgrau, bemerkenswert kompakt. Mit freiem Auge erkennt man mittelkörnige Struktur, weiße Quarz-Feldspatlagen, dunklen Glimmer sowie etwas Erz mit stahlblauer Anlauffarbe.

U. d. M. granoblastische Struktur, keinerlei Zeichen von Kataklase. Ueberraschend ist der Mineralbestand:

	Prozente
Quarz	24·0
Orthoklas . . .	23·9
Plagioklas . . .	6·4
Meroxen . . .	11·0
Muskowit . . .	24·2
Epidot	8·0
Magnetit . . .	2·0
Skapolith . . .	0·5
	100·0

Quarz bietet gegenüber Nr. 1 und 2 nichts Neues.

Orthoklas[1]) und Plagioklas, letzterer zum Oligoklasalbit und Oligoklas gehörig, haben zum Teil die Form kleiner Körner, zum Teil bauen sie größere Xenoblasten auf, mit reichlichen Einschlüssen von Meroxen, Muskowit, Apatit und Epidot oder Klinozoisit. Sie zeigen allgemein auch leichte Zersetzungserscheinungen; die zersetzten Stellen weisen hervortretende winzige Nadeln auf und befinden sich hauptsächlich an Fugen. Nach Analogie mit Nr. 1 könnte es sich um Sillimanitnadeln in kaolinisierten Stellen handeln.

Der Meroxen hat dieselben Eigenschaften wie jener des Granitgneises vom Wölkerkogel. Er sowie auch der Muskowit bedinken durch allgemeine Einstellung in *s* die Schiefrigkeit. Doch ist diese Einstellung bei weitem nicht so vollkommen, wie bei Glimmerschiefern. Mechanische Wirkungen zeigen beide Glimmer nicht.

Epidot, hellzeisiggrün, in kurzsäuligen Schnitten mit Querrissen und in Schnitten $\perp c$ ist recht häufig, die Individuen sind so groß wie durchschnittlich die Quarzkörner und Feldspäte. Zur Diagnose genügte außer Farbe und Habitus die gerade Auslöschung in Längsschnitten und Feststellung des optisch positiven Charakters.

Magnetit tritt in einzelnen, relativ größeren Körnern oder Körneraggregaten auf. Skapolith in Körnern, Diagnose wie früher beschrieben.

Dem Verhältnis Quarz : Orthoklas : Plagioklas : Meroxen nach schließt sich dieses Gestein an den Wölkerkogelgranitgneis an. Die Feldspatxenoblasten vermitteln nach Nr. 2. Muskowit und Erz weisen auf Besonderheiten beim Kristallisationsvorgang oder nachher

[1]) Der Orthoklas zeigt häufig Andeutung perthitischen Baues.

hin, der Epidot darf angesichts der unmittelbaren Nähe von Hornblende und Hornblende-Epidotgesteinen als Fremdling betrachtet werden.

Man darf nach alledem dieses Gestein als eine örtlich beschränkte Fazies eines Granitgneises auffassen, welcher während der Erstarrung kräftig durchgast worden war, worauf die reichliche Muskowitbildung hinweist, und wodurch die Anlauffarben des Erzes erklärt werden. Die Epidotführung wäre vielleicht auf Assimilation von Teilen eines hornblendereichen Nebengesteins zurückzuführen.

Nr. 4. Lagengneis von Wölkerkogel.

Fundort: Felsiger Kamm zwischen Wölkerkogel und P. 1634.

Das Handstück zeigt bei grauer Gesamtfarbe dunkle, glimmerreichere, auskeilende Lagen zwischen glimmerarmen Quarzfeldspatlagen. Lagendicke 3—5 *mm*.

U. d. M. Struktur im allgemeinen granoblastisch, am Hauptbruch lepidoblastisch, durch starke Aufblätterung des Glimmers. Abweichend von den Fällen Nr. 1—3 sieht man hier die einzelnen Mineralien in scharf getrennten Aggregaten. Besonders gilt dies für Quarz, welcher Aggregate verzahnter Körner bildet, zwischen Kornaggregaten von Feldspäten, die nicht mit Quarz untermischt sind.

Die Feldspäte sind meist getrübt und enthalten randliche eiförmige Quarzeinschlüsse.

Der sehr häufige Perthit tritt meist in Form größerer Xenoblasten auf, welche die schon bei Nr. 2 erwähnten geordneten Meroxeneinschlüsse besitzen.

Mikropegmatit oder Myrmeckit war nicht sichtbar.

Plagioklas, zum Albitoligoklas gehörig, weist keine Besonderheiten auf.

Meroxen mit normalen Eigenschaften, das heißt so wie bisher beschrieben, zeigt sich stark aufgeblättert.

Chlorit tritt nur in ganz geringer Menge ein. Ergebnis der Ausmessung:

	Prozente
Quarz	26·0
Orthoklas	20·0
Mikroperthit	27·0
Plagioklas	7·0
Biotit	20·0
	100·0

Demnach schließt sich das Gestein an die bisher beschriebenen Orthogneise an, der höhere Biotit- und zurücktretende Quarzgehalt vermittelt den Uebergang zur nächsten Gruppe.

Nr. 5. Meroxengneis von der Gleinalm.

Fundort: Am Wege vom Gleinalmschutzhaus zum Brendlstall gelangt man aus dem Augengneis, welcher bei Schutzhaus und Kapelle sowie eine Strecke des obenerwähnten Weges auftritt in das Gebiet des Meroxengneises.

Seine Textur ist flaserig-schiefrig, zum Teil lentikulär durch unauffällige Augen; die Flaserigkeit ist durch dunklen Glimmer bedingt. Die Farbe der Quarzfeldspatlagen ist weiß bis gelblich, Lagenmächtigkeit 5—7 *mm*. Gefüge mittelkörnig. Andere Gemengteile treten dem freien Auge nicht hervor als die ebenerwähnten.

U. d. M. ist Wechsel der Korngröße gut sichtbar. Die Struktur ist granoblastisch, ungeachtet des Umstandes, daß größere xenoblastische Quarze und Feldspate vorkommen.

Quarz zeigt dieselben Erscheinungen wie bisher beschrieben. Einzelne größere Putzen bauen sich aus verzahnten Körnern auf, auch Kornflasern davon sind zu beobachten.

Orthoklas kommt in kleinen und großen xenoblastischen Körnern vor. Die großen Xenoblasten enthalten

Muskoviteinschlüsse. Ihre Umrisse sind entweder länglich sechsseitig oder leistenförmig. Die Bestimmung erfolgte nach Lichtbrechung und optischen Charakter. Die Basis der Blättchen ist zum Teil || zu *P*, zum Teil || zu *M*, also bilden die Einschlüsse zwei Systeme. Genau dieselbe Erscheinung wird bei Augengneis und Pegmatitgneis noch eingehend beschrieben, und deshalb hier nicht weiter verfolgt.

Kryptoperthit in Körnern mit äußerst feiner Faserung und randlich eindringenden Myrmekitknospen kommt nur spärlich vor; es handelt sich um größere Xenoblasten.

Plagioklas. Vereinzelte feinlamellierte Individuen zeigten im Vergleich mit Quarz $\omega > \alpha_1$, $\varepsilon > \gamma_1$; demnach Oligoklasalbit bis Albit. Der Plagioklasgrund des Myrmekites[1]) konnte nur in einem Falle auf gleiche Weise bestimmt werden und führte ebenfalls auf Albit bis Albitoligoklas. In Körneraggregaten aus Orthoklas, Plagioklas und Quarz erwies sich der Plagioklas oft ganz durchwachsen von korallenstockähnlich angeordneten Quarzstengeln. Irgendwelche Beziehungen dürften aus der gegenseitigen Lage nicht zu entnehmen sein. Diese Bildungen sind jedoch nicht als Myrmekit (nach Becke), sondern als Mikropegmatit anzusehen. Ihr Plagioklasgrund ist ebenfalls Albitoligoklas.

Der Meroxen ist ein sehr dunkler Glimmer II. Art.

Isolierte Blättchen ergaben $2e$ mit ungefähr 30°. Die Basis ist tiefbraun mit rotem Stich. Schnitte ⊥ darauf besitzen normalen Pleochroismus gelb-schwarz, wobei ebenfalls rötliche Töne auftreten.

Muskowit kommt in einzelnen Individuen über den ganzen Schliff zerstreut vor. Chlorit in dunkelgrünen, schwachpleochroitischen Fetzchen. Granat, hellrosa, unregelmäßige Körnchen, stark

---

[1]) Siehe oben bei Kryptoperthit.

zerklüftet, relativ arm an Einschlüssen. Zirkon nur selten. Apatit bildet Einschlüsse in Meroxen.

Für die Ausmessung sind bei der Gleichmäßigkeit des Gesteins und der Kornfeinheit die Verhältnisse günstig.

	Prozente
Quarz	30·4
Orthoklas . . .	21·9
Kryptoperthit . .	1·8
Plagioklas . . .	8·1
Meroxen . . .	32·8
Granat	3·1
Muskowit . . .	1·8
Chlorit	0·1
	100·0

Der Anschluß an die Gruppe der Granitgneise ist damit gegeben. Das Zurückgehen des Feldspatgehaltes und das gleichzeitige Anschwellen des Meroxens jedoch bedeutet einen systematisch verwertbaren Unterschied gegenüber normalen Granitgneisen. Daher wurde das Gestein als Meroxengneis bezeichnet. Mit dem reinsten Granitgneis vom Wölkerkogel sind petrographische Uebergänge vorhanden (zum Beispiel Nr. 4). Es liegt kein Grund vor, das Gestein nicht als Orthogneis zu betrachten.

Nr. 6. Feinkörniger Meroxengneis südlich der „Wegteilung“.

Fundort: Im Profil Wegteilung — Altes Almhaus stößt man zunächst auf eine Serie geschieferter Gesteine, worunter sich auch Nr. 6 befindet. Es steht südlich von der Wegteilung, am Waldbeginn im Wege an.

Das Handstück besitzt grauen Gesamtton, ist sehr feinkörnig und weist eine Feinfaltung auf, welche im Schliff infolge der Schnittlage nicht zum Ausdruck kam. Der Meroxen zeigt Tombakfarbe, vereinzelt treten größere Xenoblasten von Feldspat hervor, winzige Granatkörnchen beeinflussen das äußere Bild nicht. Der Meroxen bildet keine zusammenhängenden Häute, und in gewissen Richtungen erinnert der Bruch sehr stark an die Verteilung des Glimmers beim Granitgneis Nr. 1.

U. d. M. beobachtet man granoblastische Struktur, ohne Anzeichen grobmechanischer Korndeformation. Dagegen genaue Einstellung von Meroxen in ein *s*, in gleicher Richtung erscheinen besonders Quarz und Granat auffällig gestreckt. Auch an Feldspäten läßt sich diese Einordnung ersehen. Es wurde an größeren Orthoklasen beobachtet, daß derselbe sich so einstellt, daß die gerade sichtbaren Spaltrisse in *s* liegen. Doch konnte nicht entschieden werden, um welche Spaltrisse es sich handelt. Beim Plagioklas wurde beobachtet, daß die Zwillingslamellen ⊥ zu *s* zu liegen kommen. Der reiche Feldspatanteil ist im Schliffe leicht ersichtlich, weil die Feldspate ziemlich allgemein kaolinisiert sind, eine Ausnahme machen in

dieser Hinsicht wenige größere Xenoblasten. In der grauen, trüben Masse verlaufen Adern von Quarz, doch steckt derselbe auch in einzelnen Körnern zwischen den Feldspäten.

Der Meroxen zeichnet sich durch sienarote Töne im Pleochroismus aus. Granat besitzt fast keinen Farbton im Schliff, ist zum Teil skelettartig entwickelt, schließt Meroxen ein und beinhaltet ein schwarzes, krümliges Pigment, dies bald mehr, bald weniger. Turmalin, braun im Basisschnitt mit Schalenbau, ist nur selten zu sehen und steckt dann inmitten von Glimmer-Individuen.

Bezüglich des Meroxens möge betont sein, daß seine Schüppchen zwar streng || gestellt sind, jedoch regelmäßig über den Schliff verteilt erscheinen, so daß man weder von Flasern, noch von Lagen der Mineralien sprechen kann.

Der Ausmessung war der Schnitt sehr günstig. Sie ergab:

	Prozente
Quarz	34·0
Orthoklas	27·0
Plagioklas	4·0
Meroxen	30·0
Granat	4·0
Turmalin etc.	1·0
	100·0

Darin bekundet sich der Anschluß an Nr. 5. Man darf das Gestein als Orthogneis auffassen, welcher wesentlich vorkristallin durchbewegt und gefältelt worden ist, da jede Andeutung von Kataklase fehlt, doch die Spannungs-, bzw. Drucktrajektorien vorzüglich abgebildet sind. Wieweit und ob hier die Bewegung auch parakristallin war, ist nicht zu entscheiden.

Nr. 7. Feinkörniger Meroxengneis südlich Punkt 1599.

(Weg Gaberl—Altes Almhaus.)

Fundort: Auf der Strecke Wegteilung—Gaberl führt der Weg zunächst über eine Almwiese, dann in lichten Wald, welcher zur Kuppe 1599 ansteigt. Am Beginn dieses Waldes befinden sich die Aufschlüsse dieses Gesteins, direkt am Weg.

Mit freiem Auge erkennt man hellgraue Quarzfeldspatlagen mit manchmal etwas Granat sowie tombakfarbigen oder rotbraunen Glimmer, ziemlich streng in ein *s* eingeordnet. Die Korngröße beträgt durchschnittlich unter 1 *mm*, das Gefüge ist demnach feinkörnig, bzw. feinschuppig. Gesamtfarbton grau.

Die Aehnlichkeit mit Nr. 6 ist so bedeutend, daß auf eine nähere Beschreibung verzichtet werden darf. Es wäre höchstens der Umstand noch zu erwähnen, daß Nr. 7 nicht gefältelt ist, sondern, wenigstens im Handstück, ebenschiefrig.

b) Augengneise.

Nr. 8. Augengneis von der Gleinalpe.

Fundort: Weg Hoyer im Uebelbachgraben—Gleinalm, etwas unterhalb vom Schutzhaus.

Handstücke zeigen auf dunkelgrauem Grund die weißen Augen der Feldspate. Diese besitzen durchschnittlich eine Länge von 0·8 und eine Breite von 0 6 *cm*, eine Dicke von 0·4 *cm*. Einer Berechnung auf Grund von Messung und Zählung am Handstück nach machen die Feldspataugen etwa 28 Raumprozente im Gestein aus. Sie sind meist Karlsbader Zwillinge. An Spaltblättchen sind unter dem Mikroskop orientierte Muskowiteinschlüsse zu beobachten. Da die Auslöschung auf *P* sich mit 0^0 ergibt, auch keinerlei Gitterung oder Faserung zu beobachten ist und eine Anzahl von Blättchen verschiedener Individuen sich gleich verhielt, so dürften diese Porphyroblasten wohl zum größten Teil Orthoklase sein. Bemerkenswert ist die Lage derselben im Gestein. *M* ist mächtig entwickelt, tafelförmig, || mit dem Hauptbruch. Die Spaltung nach *P* und die sehr deutliche Murchisonitspaltung bilden mit der Richtung der Glimmerzüge, also mit einer im Hauptbruch liegenden, die Schieferung ausprägenden Richtung (Längsbruchrichtung) spitze Winkel. Alle Individuen sind flachlinsig oder ähnlich prismatischen Platten. Die kristallographische *c*-Achse dürfte ziemlich zum Längsbruch || sein. Erwähnenswert wären ferner die schmale, erdige, weiße Rinde der Kristalle und der schwach milchige Schimmer neben dem glasartigen Glanz der Spaltflächen.

Diese Porphyroblasten befinden sich in einer eigenartig gebauten Hauptmasse. Dieselbe besteht nämlich zu einem Teil aus Quarzadern und Linsen von durchschnittlich 1—2 *mm* Mächtigkeit, welche in der Richtung des Längsbruches und Hauptbruches verlaufen und meist nach kurzen Strecken wenige Zentimeter auskeilen. Sie besitzen rauchgraue Färbung. Der andere Teil der Masse ist einem Teig aus äußerst feinschuppigem, schwarzem Meroxen und feinstkörnigem Quarz-Feldspatgemenge von weißer Farbe zu vergleichen. Stellenweise schließt sich der Meroxen so zusammen, daß man von Meroxenbändern sprechen kann, welche in gleicher Richtung wie die Quarzadern die Gesteinsmasse durchziehen Daselbst ist der dunkle Glimmer gröber schuppig.

Auf Verwitterungsflächen tritt der Glimmer nicht hervor. Es scheinen alsdann die Feldspataugen in grauer, homogener Masse zu stecken.

Diese makroskopisch gemeinte Beschreibung gilt für eine beträchtliche Reihe von Funden innerhalb des ziemlich ausgebreiteten Gebietes des Augengneises auf der Gleinalpe.

Nr. 9. Augengneis von der Gleinalpe.

Fundort: Gleinalm, beim Kirchlein.

Unterscheidet sich von Nr. 8 durch die kleineren Augen, und zeigt auf angewitterten Flächen lediglich Feldspat in sehr dunkelgrauen, fettglänzenden Quarz. Am frischen Bruch sieht man sofort

reichlichen Glimmer. Die Feldspäte sind in diesem Falle erdig, weiß, Quarz wittert stellenweise sogar aus.

Nr. 10. Augengneis von der Gleinalpe.

Fundort: Weg vom Schutzhaus zum Brendlstall, gleich zu Beginn.

Das Handstück ist spärlicher durchspickt mit Porphyroblasten als Nr. 8 und eignete sich daher besser zum Studium im Dünnschliff.

Im großen ist die Struktur porphyroblastisch, jene der Gesteinshauptmasse jedoch granoblastisch mit feinem Korn. Die makroskopisch beobachteten Quarzadern treten im Schliff nicht so auffällig hervor. Alle Gemengteile sind in einem *s* gestreckt oder darin geordnet, besonders wenn sie durch ihre relative Größe hervorragen..

Ueber Quarz ist nichts Besonderes zu bemerken.

Orthoklas ist in der Gesteinsgrundmasse sehr häufig. Die Porphyroblasten sind ihm zwar auch zuzuzählen — sie sind Karlsbader Zwillinge —, zeigen jedoch immer Andeutung submikroskopischen Perthitbaues. Ihre Umgrenzung ist sehr unregelmäßig. Geradezu typisch ist die Durchspickung des Randes mit Myrmeckitknospen und kleinen Quarzen, die von der Grundmasse aus in den Porphyroblasten einzudringen scheinen.

Mikroklin ist in kleineren Körnern häufig vertreten. Seine Gitterung ist oft recht zart und verwaschen.

Plagioklas — es handelt sich um Oligoklas-Albit — ist ebenfalls ziemlich häufig. Er bildet den Grund der Myrmekitknospen, welche in den Orthoklas hineinwachsen und meist pilz- oder birnförmige Gestalt besitzen. Manchmal beobachtet man das Eindringen eines rechteckigen Plagioklasschnittes in einen Orthoklas, so daß dieser jenen von drei Seiten umschließt, und der Plagioklas zeigt sich völlig ziseliert durch die Quarzstengel des Myrmekits. Myrmekitbildung ist überhaupt hier besonders häufig.

Der Meroxen hat einen warmen Sepiaton auf der Basis, normal darauf zeigen sich gelbe und tiefschwarze Farbtöne mit leichtem Stich ins Rote, den man als Uebergangsfarbton bei der Untersuchung des Pleochroismus beobachten kann. $2e$ ist beiläufig 30°. Er tritt in Fetzchen und leistenförmigen Schnitten auf. Mechanische Wirkung größerer Art ist an ihm nicht wahrnehmbar. — Muskowit ist selten, gut in *s* eingeordnet, ebenso der vereinzelte Turmalin. Säulenlängsschnitte zeigen einen Pleochroismus von hellbraunviolett nach tiefschwarz.

Ganz untergeordnet kann man beobachten: Chloritschüppchen mit Rutilnadeln, Apatit, Zirkon, Staurolith.

Die Ausmessung liefert unter Berücksichtigung der Struktur ein brauchbares Ergebnis:

	Prozente
Quarz	31·5
Orthoklas . . .	33·3
Mikroklin u. Kryptoperthit . . .	13·6
Plagioklas . . .	6·9
Meroxen . . .	13·8
Muskowit . . .	0·9
	100·0

Demnach liegt ein Orthogneis vor, welcher eine ziemliche Verwandtschaft mit dem Granitgneis vom Wölkerkogel besitzt. Die Verteilung der Gesteinskomponenten bringt jedoch ein ganz anders geartetes Bild hervor.

Nr. 11. Augengneis von der Gleinalpe.

Fundort: Beim Gleinalmhaus.

Er unterscheidet sich von den übrigen durch größeren Reichtum an Meroxen sowie durch einen höheren Zersetzungsgrad der Hauptmassefeldspäte. Wie bei allen Augengneisen, so sind auch hier die Muskowiteinschlüsse in den Porphyroblasten zu beobachten. Auch ist weniger Myrmekit zu sehen.

Nr. 12. Augengneis vom Stubalpenspeik.

Fundort: Plateau des Speik, zwischen Punkt 1967 und Gipfel.

Schon dem freien Auge drängt sich beim Vergleich mit den Gleinalmaugengneisen der Gedanke auf, daß der eben zu beschreibende Vertreter kataklastisch verändert worden sei. Die Augen insbesondere erscheinen zertrümmert, der Meroxen in die Gesteinsmasse mechanisch eingeknetet. Ansonst ist Bild und Tönung so wie beim Gleinalmaugengneis.

Die Ausmessung ergab nahe Verwandtschaft mit den Typen 10 und 11.

	Prozente
Quarz	27·5
Orthoklas . . .	33·5
Perthit u. Mikroklin	8·3
Plagioklas . . .	10 0
Meroxen	13·3
Muskowit . . .	0·8
Granat	5·0
Erz etc.	1·6
	100·0

Die Struktur weist auf bedeutende Kataklase hin. Die Porphyroblasten sind zerbrochen, der Meroxen zerfetzt.

Die der Hauptmasse angehörigen Feldspate zeigen wieder nichts Besonderes. Die Porphyroblasten besitzen fast durchgehends grobe Albitschnüre in der Orthoklasmasse. Von der groben Durchaderung mit solchen bis zu submikroskopischer Durchfaserung gibt es alle Uebergänge zu sehen. Auch die geordneten Muskowiteinschlüsse sind in den Porphyroblasten vorhanden. Besonders bemerkenswert ist der Reichtum an Myrmekit und daneben an granophyrischen, beziehungsweise mikropegmatitischen Verwachsungen; die Trennung dieser Gebilde ist bei deren Feinheit geradezu unmöglich. Nur an der Grenze der Porphyroblasten kann der Myrmekit zweifellos festgestellt werden.

Der Meroxen ist auf der Basis tief sienarot. Sein Pleochroismus in Schnitten ⊥ dazu zeigt sich abnorm stark: von fast farblos nach kupferrot. Der spärliche Muskowit zeigt nichts Auffälliges, er ist ebenfalls mechanisch beansprucht.

Blaßroter Granat liebt skelettartige Formen; oft bildet er Schalen um Feldspatkörner, die nach außen gut idioblastisch entwickelt sind. Das spärliche Erz ist zum Teil Roteisen, zum Teil Magnetit.

Schwache Limonitlassen sieht man in Fugen eindringen. Sehr spärlich taucht etwas Sillimanit in Form feiner, quergegliederter und vielfach zerbrochener Nadeln auf.

Nach alledem läge ein Orthogneis aus tiefster Stufe vor, der nach verschiedenen anderen Prozessen schließlich auch noch eine weit nachkristalline Kataklase durchmachen mußte.

c) Granulite.

Nr. 13. Granatgranulit vom Salzstiegel.

Am Wege vom Salzstiegel auf den Stubalpen-Speikkogel kommt man etwa 300 Schritte nach dem 2. Zaun auf eine sehr flache Bodenschwelle. Dort zieht in einer Breite von etwa 10 *m* eine Zone quer über den Weg, welche mit Granulittrümmern von Faustgröße bis doppelt so großen Stücken reich besät ist. Gegen das Salzstiegel zu schließt sie vermittels einer nicht so breiten Trümmerzone des ebenfalls zu besprechenden Hornblendegranulites ab. Das Liegende sind dann Amphibolite. Das Hangende sind ebenfalls Amphibolite, jedoch konnte dort keine Zone von Hornblendegranulit aufgefunden werden. Das Anstehende konnte in den Granulitzonen nicht beobachtet werden, weil der Boden (Almboden mit niederem Baumwuchs, bzw. Waldboden) eine kräftige Erdschichte trägt.

Die Handstücke besitzen weiße Grundfarbe mit roter Punktierung sowie Bankung mit 3—5 *cm* Abstand. Mit freiem Auge erkennt man ferner die glasartigen Individuen von Feldspat, dessen Spaltflächen lebhaft reflektieren. Sie besitzen zum Großteil etwa 5·0 × 2·5 *mm* Ausdehnung. Die zahlreichen hellroten Granaten besitzen bis 1·5 *mm* Durchmesser; viele sind von winziger Kleinheit. Andere Gemengteile sind nicht erkennbar.

U. d. M. beobachtet man granoblastische Struktur und typische Xenoblasten von Feldspat sowie zahlreiche Idioblasten von Granat,

ohne daß dabei eine auffällig porphyroblastische Struktur hervorgebracht würde.

Quarz tritt in sehr geringer Menge normal auf. Die Prüfung der Feldspäte erfolgte teils im Dünnschliff, teils in einem Pulverpräparat. Danach ist der überragende Teil der Feldspäte Orthoklas. (Auslöschung auf $P = 0^0$, auf $M = +5^0$. Der in kleinerer Menge auftretende Plagioklas ließ sich im Dünnschliff leicht bestimmen. In Parallelstellung mit Quarz fand ich $\omega > \alpha_1$, $\varepsilon > \gamma_1$, bei gekreuzter Stellung $\omega = \gamma_1$, $\varepsilon > \alpha_1$, demnach liegt ein saurer Oligoklas vor. Perthitische Verwachsungen waren nicht zu beobachten. Hervorzuheben sind die größeren Feldspatxenoblasten. Sie sind ganz durchspickt von zum Großteil geordneten winzigen Einschlüssen, unter denen Biotit und Muskowit zweifelfrei festgestellt werden können, wogegen Apatit und Sillimanit nur als wahrscheinlich vorhanden angenommen werden dürften. Die Randlinie dieser Feldspate verläuft gezackt und buchtig, so wie es auch bei den Porphyroblasten der Augengneise der Fall ist. Einzelne größere Oligoklase weisen schwache Krümmung der Zwillingslamellen auf.

Meroxen und Muskowit sind, außer als Einschluß, sehr selten. Granat, blaßrosa, meist gut idioblastisch, aber auch skelettartig, relativ einschlußrein, ohne optische Anomalien, ist sehr häufig. Er umwächst manchmal Splitter eines stark pleochroitischen Minerals (gelbgrün-dunkelblaugrün) mit guter Spaltung, das für Hornblende angesehen werden muß. Dieselbe füllt in manchem Skelettgranaten einen beträchtlichen Teil des Maschenwerkes derselben aus. Obzwar Schnitte, welche den charakteristischen Spaltungswinkel zeigen, fehlen, ist wegen der angegebenen Eigenschaften die Annahme eines anderen Minerals ausgeschlossen, zumal einige spärliche Chloritfetzchen einen Vergleich mit diesem Mineral zulassen, welcher auch für Hornblende bei den fraglichen winzigen Splittern spricht.

Einzelne Säulchen von Epidot von sehr blaßgrüner Farbe sind an den optischen Eigenschaften erkennbar. Sie haben keine Lagebeziehung zu anderen Gemengteilen.

Häufiger wie der Epidot kommt ein blaßgrüner, diopsidischer Pyroxen vor. Er zeigt Spaltung, kräftiges Relief, starke Doppelbrechung opt. +. Die Körner, bzw. Korneraggregate sind nicht kristallographisch begrenzt.

Das spärlich auftretende Erz ist fast stets in Gesellschaft von Hornblende, bzw. Granat und Pyroxen anzutreffen.

Die Ausmessung dieses sehr gleichmäßigen Gesteins ergab:

	Prozente
Quarz	5·2
Orthoklas	61·2
Oligoklas	15·6
Granat	16·4
Pyroxen, Hornblende etc.	1·6
	100·0

Nr. 14. Hornblendegranatgranulit vom Salzstiegel.

Fundort: Das Hangende des eben beschriebenen Granulites.

Gegenüber diesem gibt es makroskopisch nur einen Unterschied. Im Quer- und Längsbruch erscheint dieses Gestein nämlich deutlich geschiefert infolge des Auftretens eines schwarzen Minerals, dessen Individuen durchschnittlich 2 *mm* lang und nur Bruchteile von Millimeter dick sind. Im Hauptbruch liegen diese Säulchen unregelmäßig.

U. d. M. beobachtet man Quarz in größerer Menge. Orthoklas ist auch hier herrschend und enthält dieselben reichlichen Einschlüsse wie bei Nr. 13 beschrieben wurde. Auffällig ist es, daß scheinbar einheitliche, größere Feldspate, die diese Einschlüsse bergen und daher den größeren Xenoblasten des Granatgranulites entsprechen, sich im polarisierten Licht als aus mehreren Individuen aufgebaut erweisen, ohne daß Kataklase zu beobachten wäre. Der sehr spärliche Plagioklas mit seiner überaus zarten Verzwilligung nach dem Albitgesetz gehört zum Oligoklas.

Das Grundgewebe, welches die drei erwähnten Mineralien aufbauen, enthält zahlreiche Idioblasten von Granat und Hornblende.

Der Granat zeigt Schalenbau. Sein Kern ist rosarot mit Beimischung hellbrauner Töne, so daß er kräftig gefärbt erscheint. Hier häufen sich säulige Einschlüsse von nicht erkennbarer Natur. Die Rinde, oft scharf abgesetzt, besitzt hellrosa Farbe, ist fast stets doppelbrechend und einschlußrein. Skelettartige Bildung mangelt.

Die Hornblende fällt zunächst durch ihre scharfe idioblastische Begrenzung auf, ferner durch die Einschlußreinheit, endlich durch ihre tiefe schwarzgrüne Färbung. Pleochroismus dunkelgelbgrün-schwarzgrün, manchmal ist Schichtenbau zu beobachten. Infolge der Kleinheit der Individuen war die Herstellung eines Präparates zur verläßlichen Messung der Auslöschung nicht möglich. Es kann nur gesagt werden, daß sie recht gering ist.

Pyroxen und Epidot sind in bedeutungsloser Menge nachweisbar.

Die Ausmessung ergab:

	Prozente
Quarz	21·3
Orthoklas . . .	35·1
Plagioklas . . .	1·5
Granat	22·2
Hornblende . .	19·4
Sonstige . . .	0·5
	100 0

Dieses Verhältnis sowie die Einschlußführung des Feldspates und das Auftreten von spärlichem Epidot und Pyroxen bestätigen die Verwandtschaft zum Granatgranulit, wofür ja auch die Lagerung spricht.

Nr. 15. Weißstein (granatfreier Granulit) vom Salzstiegel.

Fundort: Amphibolitzone zwischen Salzstiegel und den Granuliten 13 und 14.

Das Gestein zeigt weiße oder gelbliche Farbe und ist einem Gneis ziemlich ähnlich, doch tritt selbst auf den Schieferungsflächen nur sehr wenig Glimmer-Muskowit — hervor. Ebenso sieht man sehr wenig Quarz. Korngröße etwa 2—5 *mm.*

U. d. M. beobachtet man die Wirkungen einer starken Kataklase an allen Gemengteilen.

Unter diesen überwiegt Orthoklas, welcher zum Teil wieder dieselben Einschlüsse aufweist wie bei Nr. 13 und 14. Daneben kommt spärlich ein saurer Plagioklas vor. Meroxen ist zum größten Teil ausgebleicht, auch sehr spärlich, so wie auch Muskowit. Der Pyroxen hat dieselbe Erscheinungsweise wie in den vorher beschriebenen Vorkommnissen. Er enthält meist einen dunklen, unreinen Kern und es erweckt den Anschein, wie wenn sich dort ein anderes, bei der Bildung des Pyroxens jedoch aufgezehrtes Mineral befunden hätte.

Da keines der letzterwähnten Mineralien, Meroxen, Muskowit und Pyroxen in solcher Menge auftritt, daß man es als Gesteinsmitbildner auffassen könnte, demnach dieses Gestein hauptsächlich aus Feldspäten und an Menge zurücktretenden Quarz besteht, ist die Einreihung unter die Granulite gerechtfertigt.

Nr. 16. Granulitgneis von der Gleinalpe.

Fundort: Weg Gleinalm — Brendlstall. Nach dem Zaun und dem Granatglimmerschiefer.

Handstücke besitzen eine sehr hellgraue Farbe, äußerst feines Korn, starken Tongeruch, feine Schieferung. Im Quer- und Längsbruch bezeichnet ein Meroxen in feinsten Schüppchen, welche am Hauptbruch keine zusammenhängenden Häute bilden, die Schieferung.

U. d. M. sieht man ein fein granoblastisches Gefüge. Alle Gemengteile, einschließlich des gleichmäßig gesäten Meroxens, grenzen buchtig aneinander.

Im Pulverpräparat beobachtet man neben Orthoklas auch Blättchen, welche auf P eine etwas von 0° abweichende, auf M eine bis + 18° reichende Auslöschungsschiefe besitzen, und demnach Albit oder Albitoligoklas sein mögen.

In dem || zum Hauptbruch gearbeiteten Schliff waren zwillingslamellierte Feldspäte nicht zu sehen; es fehlte daher zur Ausmessung ein wichtiger Behelf zur Erkennung der Plagioklase. Daher wird nur folgendes angeführt: Feldspatgehalt größer als der Quarzgehalt, Meroxen etwa 12 Prozent. Letztgenanntes Mineral hat auf der Basis einen warmen Sepiafarbton. Seine Schüppchen besitzen stets ganz unregelmäßigen buchtigen Umriß und sind fast alle von gleicher Größe. Das Gesteinsbild ist ein ungemein charakteristisches.

Der Name Granulitgneis scheint am besten zu passen.

Wie die Beschreibung ergibt, handelt es sich jedoch um ein von den übrigen Granuliten (des Stubalmgebietes) beträchtlich abstehendes Glied.

d) Pegmatitgneise und Pegmatite.

Allgemeine Bemerkungen. Das Material, welches in diesem Abschnitt beschrieben wird, stammt von verschiedenen Punkten des Stubalpengebietes und auch des Gleinalpengebietes. Die hauptsächlichsten Fundpunkte sind: das Brandkogelgebiet, das Plateau südlich vom Gaberl, der Rappoldabhang gegen das Salzstiegel, der Weg vom Kapitelbauern zum Brendlstall, das heißt vom Aufstieg von Kainach zur Gleinalpe. Zum Teil dürfen diese Gesteine als Gneis angesprochen werden, zum Teil sind es solche, welche in keiner Weise veränderte, massige Textur aufweisen, also Pegmatite, nicht Pegmatitgneise, wenn von der Lagerung abgesehen wird und man rein nur Handstück, bzw. Schliff in Rechnung zieht. Nur kommt aber so viel auf die Lagerung an, daß dieser Faktor unbedingt berücksichtigt werden muß, wenn man solche Gesteine systematisch einreihen will. Soviel nun der geologischen Behandlung dieser Frage vorgegriffen werden darf, sei bemerkt, daß die als Pegmatitgneise bezeichneten Gesteine hier nur zu Unrecht als Ganggesteine bezeichnet würden, da sie nicht gangförmig, sondern als Lagen oder als mächtige, mit den anderen Gesteinen konform lagernde Massen auftreten. Es herrschen also ganz besondere Verhältnisse. Wegen der petrographischen Einheitlichkeit soll die Beschreibung von Pegmatiten jedoch der der Pegmatitgneise angeschlossen werden, wozu Uebergänge zwischen beiden eine Handhabe bieten.

Der Gneisgpegmatit vom Brandkogelgebiet soll aus einem besonderen Grund in den Mittelpunkt der Betrachtung gestellt werden. Schaut man vom Brandkogelgipfel gegen das alte Almhaus, so sieht man einen breiten Kamm mit einer sehr weithin sichtbaren Felsgruppe. Nach der Leitmeier'schen Kartenskizze müßte in dieser Gegend ein grobkörniger Granit zu finden sein. (H. Leitmeier: Zur Petrographie der Stubalpe in Steiermark. Jahrbuch der k. k. geolog. Reichsanstalt 1911, Bd. 61, Heft 3 u. 4, S. 457 ff.)

Heritsch und ich fanden daselbst bloß Gesteine, welche wir als Pegmatitgneis, bzw. Pegmatit bezeichnen. Wir standen daher vor der Frage, ob Leitmeier etwa ein anderes Gestein in Händen hatte, oder ob besondere Gründe für ihn vorlagen, dasselbe Gestein, das wir untersuchten, als Granit zu bezeichnen. Auf die Bedeutung dieser Frage wird noch eingegangen werden.

Nr. 17. Pegmatitgneis vom Brandkogel.

Fundort: Große Felsgruppe am Kamm Brandkogel—Almhaus. Die Handstücke zeigen helle weiße Farbe. Auf den ersten Blick ist das Gefüge grob pegmatitisch. Bei näherer Betrachtung beobachten wir jedoch feinkörnige Gemenge von Feldspatkörnern, Korngröße $^1/_2$—1 *mm*. Die von solchen Feldspatmassen eingenommenen Räume

sind voneinander getrennt durch dunkelgrauen Quarz in Stengeln oder flachen Linsen. Vereinzelt sind die Feldspatmassen durchschwärmt von Zügen von Quarzstengeln. Diese, beziehungsweise die Linsen besitzen eine Dicke von $1^1/_2$—2 *mm*, stellenweise auch von 5 *mm*. Stellenweise sieht es aus wie echter Schriftgranit, an anderen Orten sind die Querschnitte von Quarz nicht schriftzeichenähnlich. Immer jedoch erweisen sich die Quarzstengel als aus Körnern gefügt. Dies bedingt einen Unterschied gegenüber den einheitlichen Quarzstengeln echter Schriftgranite und Pegmatite.

Die ursprüngliche Pegmatitstruktur ist also durch nachträgliche Prozesse, wahrscheinlich durch Kataklase in eine feinkörnige verwandelt worden. Um so auffallender sind vereinzelte, einheitliche, große Feldspatporphyroblasten. Wäre das Grundgewebe dünkler, so müßten diese Gesteine typischen Augengneisen gleichen! Die Porphyroblasten werden bis 2 *cm* lang und erreichen eine Dicke bis zu 1 *cm*. Ihre Form ist kurzprismatisch oder tafelig, ihre Spaltflächen zeigen reinen Glanz; sie besitzen eine leicht milchige Farbe und blaßbläulichen Schimmer.

Jene Pegmatite, welche man nicht als Gneis bezeichnen kann, zeigen auch diese Feldspatporphyroblasten nicht.

Von anderen Gemengteilen bemerkt man hellblonde Muskowite, sehr spärlich hellroten, frischen Granat mit 3—5 *mm* Durchmesser in Abständen von mindestens 6 *cm* vom nächsten und stellenweise Anhäufung von Turmalin, dessen Stengel bis zu $^1/_2$ *cm* dick werden.

Diese beiden Mineralien erhält man im Dünnschliff nur dann, wenn man darauf anträgt. Es kann leicht vorkommen, daß man von demselben Gestein drei Schliffe mit verschiedener Mineralgesellschaft erhält.

Aus dieser Beschreibung ergibt sich, daß eine Untersuchung in einem Schliff nicht genügt, um das Handstück auszuschöpfen.

Es wurden daher Kornpräparate dazu herangezogen, die Beobachtungen des Dünnschliffes zu ergänzen.

Die großen Feldspatindividuen.

Bei der Isolierung gelang es, sehr dünne und dabei verhältnismäßig große Splitter herzustellen, wobei sich ungefähr die Hälfte der untersuchten Individuen als Mikroklin, die andere Hälfte als Orthoklas erwies.

Orthoklas. Spaltblättchen nach $P = 001$ zeigten: Kante *PM* scharf, ebenso Spaltrisse nach $M = 010$, und eine dritte gute Spaltung nach einem Prisma, die so entwickelt ist, daß man nach *P* rechteckig begrenzte Spaltblättchen erhält. Außerdem ist Spaltung nach *l* ziemlich entwickelt; sie tritt besonders auf Spaltflächen nach *M* zutage und ist stets nur nach einer der Flächen *l* zu sehen. Auf *P* beobachtet man ferner den Austritt einer Achse. Der Achsenwinkel ist ziemlich groß, Achsenebene ist die Symmetrieebene, Dispersion $\upsilon > \rho$, Auslöschung 0^0. Die 1. Mittellinie $\mathfrak{a}$ fällt noch ins Gesichtsfeld. Blättchen nach *M* zeigen eine Auslöschung von 5^0. Beide Spalt-

blättchen zeigen Einschlüsse, welche regelmäßig teils nach *M*, teils nach *P* eingewachsen sind. (Dazu Fig. 1.) Auf *P* sieht man sechsseitige Basisschnitte, deren eine kurze Kante stets || den Rissen nach *M* auftritt, daneben tritt noch manchmal eine kleine Fläche *X* auf. Andere Blättchen stehen normal auf *M*, sind jedoch steil geneigt zu *P*. Auf *M* gewahrt man analoge Erscheinungen. Die Einschlüsse sind demnach || *M*, *P* und || $\bar{7}08$ (?) eingelagert. Sie als Serizitisierungsprodukte zu betrachten, dazu liegt kein Grund vor.

Fig. 1.



Orthoklas mit orientierten Muskowiteinschlüssen.

Mikroklin. Feldspäte, welche äußerlich ganz gleiche Eigenschaften besitzen und auch die oben besprochenen orientierten Muskowiteinlagerungen aufweisen, zeigen Gitterung oder auch gedrängte Spindelung auf den Spaltblättchen mit 15° Auslöschung auf *P* und 5° auf *M*. Auch hier ist die Murchisonitspaltung zu beobachten.

Muskowit. Die größeren tafelförmigen Kristalle besitzen in der Zone von 100 nach 010 ausgebildete Flächen, welche vielleicht eine Messung am Goniometer gestatten würden. Eine Untersuchung der Mineralien des Pegmatites füllt jedoch vollkommen den Rahmen für eine eigene Arbeit; ich begnüge mich daher mit diesen Feststellungen, um für besondere Forschung eine brauchbare Grundlage zu liefern. $2e$ ist etwa 70°.

Turmalin. Da in zwei Dünnschliffen das Mineral nicht enthalten war, untersuchte ich auch von diesem Mineral Splitter, welche

einen Pleochroismus von hellbraun mit eigentümlich violettem Stich nach dunkelbraunschwarz aufwiesen.

Im Dünnschliff beobachtet man: Orthoklas, dann Orthoklas mit Mikroklinpartien, welche besonders randlich am Orthoklas auftreten, Mikroklin mit deutlicher oder auch verwaschener Gitterung, ferner einige wenige Durchschnitte durch die oben beschriebenen Einsprenglingsorthoklase, endlich eine reiche Menge von Plagioklas neben Quarz.

Der Plagioklas bildet Aggregate kleiner, runder Körner mit Zwillingslamellierung, gemengt mit den ebenso gestalteten Körnern von Orthoklas und Mikroklin, soweit sie nicht Porphyroblasten bilden. Von sechs untersuchten Körnern ergab sich durch Vergleichung mit der Brechung des Quarzes:

I	II	III	IV	V	VI
$\omega > \alpha_1$	$\omega < \alpha_1$	$\omega < \gamma_1$	$\omega < \gamma_1$	$\omega = \gamma_1$	$\omega < \gamma_1$
$\varepsilon > \gamma_1$	$\varepsilon = \gamma_1$	$\varepsilon = \alpha_1$	$\varepsilon < \gamma_1$	$\varepsilon > \gamma_1$	$\varepsilon < \gamma_1$
Albit	Andesin	Andesin	Andesin	Oligoklas	Andesin

Gefüge. Die Quarzstengel, welche man makroskopisch wahrnimmt, sind im pol. Licht Zahnquarzaggregate, ohne optische Regelung, mit wenig Spannungserscheinungen. In die Feldspatkörneraggregate dringen nur wenige Quarzkörner ein. Doch gibt es auch Stellen im Schliff, welche typische Trümmerzonen mit Mischung von Quarz und Feldpatkörnern zeigen, in solchen sind kleine, unverbogene Muskowite, streng nach *s* geordnet, eingestreut, größere, in der Nähe solcher Stellen liegende Muskowite zeigen Biegung der Kristalle um eine Richtung || *c*, sind somit ebenfalls eingestellt in die Bewegungsrichtung.

Daraus folgt, daß das Gestein als parakristallin durchbewegt aufzufassen ist. Die Bewegung erfolgte, als das Gestein bereits zum Großteil verfestigt war [1]). Für Plagioklas und den Orthoklas des Grundgewebes, die größeren Muskowite und die Quarzstengel war die Bewegung zunächst nachkristallin und führte zum körnigen Zerfall der Plagioklase und des Quarzes. Stellenweise kam es zu einer Durcheinanderstauchung der Quarz- und Feldspatkornaggregate, stellenweise blieb die Vermengung aus. Die Kristallisation dauerte jedoch weiter und überholte die Bewegung, das bezeugen die in *s* liegenden, druckunverletzten Muskowite, die Zahnquarze ohne optische Spannungen und die Umbildung der Plagioklastrümmeraggregate zu den regelmäßigen Kornaggregaten ohne Regelung der Lage der Elastizitätsachsen. In dieser Auslegung wurde nun der großen Feldspateinsprenglinge nicht gedacht. Sie zeigen unregelmäßige Grenzen gegen die Gemengteile im Schliff; mit freiem Auge sieht man ebene Grenzen nur gegen die Quarzstengel, wenn sie an solche stoßen. Daher dürfen sie als Porphyroblasten aufgefaßt werden; ihre Bildung fällt in die Zeit nach der Durchbewegung, damit fügen sie sich dem gegebenen Bild ein.

Ohne die dynamometamorphen Vorgänge hätten wir uns das Gestein aus großen Plagioklasen und Orthoklasen, durchwachsen von

[1]) Oder sie ging mit Neubildung (Neukristallisation) Hand in Hand.

Quarzstengeln, vorzustellen, wobei Turmalin und Granat deshalb nicht in die Betrachtung einbezogen wurden, weil ihr Verhalten in den Dünnschliffen nicht beobachtet werden konnte, und der Muskowit deshalb, weil er, was die großen makroskopisch auffallenden Kristalle anbelangt, ebenfalls nicht im Dünnschliff enthalten war. Das Verhalten der kleineren Muskowite wurde bereits besprochen. Es ergibt sich aus dem Gesagten, daß Nr. 17 von einem sehr grobkörnigen typischen Pegmatit abstammt, von ihm jedoch durch das Auftreten eigenartiger Feldspatporphyroblasten und gleichzeitig auch durch mittels Kataklase und Durchbewegung erreichter schiefriger Textur unterscheidet, daher dürfte der Name Pegmatitgneis den gegebenen Verhältnissen am besten entsprechen.

Nr. 18. Pegmatitgneis vom Brandkogel.

Schriftgranitähnliche Abart, weniger grobkörnig.

Fundort: Felszüge auf dem flachen Kammrücken östlich der auffallenden Felsgruppe zwischen Almhaus und Brandkogelgipfel.

Die ebenfalls sehr hellfarbigen Handstücke zeigen nicht mehr die bedeutende Ausdehnung der Muskowite wie Nr. 17. Ein Vergleich mit letztgenannter Nummer zeigt jedoch bedeutende Uebereinstimmung mit derselben, so daß man in Nr. 18 nur eine Abart sehen darf. Beim ersten Anblick wäre man geneigt, im Gegensatz zur reinen Pegmatitstruktur von Nr. 17 hier granitische Struktur zu sehen und vielleicht von einem mittel- bis grobkörnigen Muskowitgranit zu reden. Da wir an dieser Oertlichkeit den Granit Leitmeiers (l. c. im Text S. 54) suchten, soll untersucht werden, ob dieses Gestein den Namen eines solchen verdient.

Kennt man auch den groben Pegmatitgneis Nr. 17 nicht, so wird man beim Anblick der Handstücke Nr. 18 gewiß nicht auf die Bezeichnung Granit verfallen.

Vergleicht man beiderlei Handstücke, so ist zunächst ersichtlich, daß Nr. 17 weniger Quarzstengel in den Feldspatmassen besitzt und daher die Feldspatmassen großen einheitlichen Individuen gleichen sowie daß die Quarzstengel sehr in die Länge gezogen sind. In Nr. 18 ist die Feldspatmasse, welche übrigens genau so fein gekörnelt ist wie bei Nr. 17, reich mit kurzen Quarzen in schriftzeichenähnlicher Form durchsetzt. Gemeinsam sind beiden die bei Nr. 17 genau beschriebenen Feldspatporphyroblasten. Ferner sieht man in Nr. 17 mit freiem Auge wenige große Muskowittafeln, hier zahlreiche, etwa 5 *mm* Durchmesser zählende, also kleine. Vorsichtiger Schätzung nach ist der tatsächliche Gehalt an Muskowit in beiden gleich und gibt daher keinen Anlaß zur Unterscheidung. Hellroter Granat, Körner von 2—3 *mm* Durchmesser, tritt in Abständen von mehreren Zentimetern auch nur spärlich auf, ebenso schwarzer Turmalin. Derselbe reichert sich stellenweise an, wogegen man zahlreiche große Handstücke ohne Turmalin sammeln kann. Biotit ist nirgend zu beobachten.

Im Schliff sieht man völlige Uebereinstimmung mit Nr. 17. Die Porphyroblasten sind ganz identisch mit den früher beschriebenen;

nur beobachtete ich, jedenfalls zufällig, keinen Mikroklin darunter. Orthoklas und Mikroklin sind aber im Grundgewebe mehrfach zu sehen, die bezüglichen Orthoklase enthalten keine Glimmereinschlüsse, welche also auf die Porphyroblasten beschränkt sind. Die Plagioklase waren:

I	II	III	IV	V
$\omega > \gamma_1$	$\omega = \alpha_1$	$\omega = \gamma_1$	$\omega > \gamma_1$	$\omega = \gamma_1$
$\varepsilon > \alpha_1$	$\varepsilon > \gamma_1$	$\varepsilon > \alpha_1$	$\varepsilon > \alpha_1$	$\varepsilon > \alpha_1$
Albit	basischer Oligoklas	saurer Oligoklas	Albit	saurer Oligoklas

Weitreichende Kataklase der Grundgewebefeldspäte und Biegung der Muskowite sowie schwache Streckung der Quarzstengel, welche aus granoblastischen Quarzen zusammengesetzt sind, zeigen im Verein mit den Porphyroblasten die Berechtigung an, auch dieses Gestein als einen vergneisten Pegmatit auffassen zu dürfen.

Nr. 19. Pegmatitgneis vom Brandkogel.

Fundort: Auffallende Felsgruppe am Kamm zum Almhaus.

Nach der Korngröße ein Uebergang zwischen 17. und 18. Sonst mit ihnen völlig gleich. Schiefertextur gut zu beobachten. Erwähnenswert ist der Umstand, daß an diesem Handstück die Zerschuppung ehemals größerer Muskowite als Folge der Durchbewegung festgestellt werden kann. Stellenweise Gelbfärbung durch limonitische Stoffe.

Nr. 20. Pegmatitgneis vom Brandkogel.

Fundort: Großer Pegmatitzug am Kamm zum alten Almhaus. Gegend am Nordfuß der auffallenden Felsgruppe.

Die 3 vom gleichen Orte stammenden Handstücke zeigen Strukturübergänge von Nr. 17 nach Nr. 18 sowie in einem und demselben Handstück Uebergang in eine noch viel feiner schriftgranitische Struktur als Nr. 18 sie besitzt. Es werden plötzlich die Quarzstengel sehr klein und zahlreich. Muskowit verschwindet daselbst gänzlich. In einem dieser Stücke stecken einige wenige Granaten bis zum 1 *cm* Durchmesser.

Nr. 21. Pegmatitgneis aus der Almhausgegend.

Fundort: Weg Almhaus — Soldatenhaus, unterhalb des Almhauses.

Diese beiden turmalinfreien Stücke entsprechen Nr. 17, unterscheiden sich davon durch intensive Aufschuppung einstiger großer Muskowittafeln, welche nunmehr die flachgewölbten Schieferungsflächen hervorheben. Kleine Rostflecken des einen Stückes stammen offensichtlich von Granat her.

Nr. 22 u. 23. Turmalinpegmatitgneis aus der Almhausgegend.

Fundort: Etwas südlicher im Hang wie Nr. 21.

Das weiße Handstück enthält eine ziemliche Anzahl blauschwarzer Turmalin-Idioblasten, neben den ofterwähnten Feldspatporphyroblasten. Das Grundgewebe ist so zertrümmert, daß sich kaum noch der ehemalige Pegmatit erkennen läßt. Charakteristisch erscheint der Mangel an Muskowit, der, in winzigen Schüppchen spärlich auftretend, dem freien Auge fast entgeht.

Außer den hier beschriebenen Gesteinsabarten fanden wir im Brandkogel-Almhausgebiet keine, welche noch Anlaß zur Beschreibung böten. Unter ihnen müßte sich demnach der grobkörnige Brandkogelgranit Leitmeiers finden.

Die Beschreibung der Nr. 17—22 zeigt nun aber, daß es sich um etwas veränderte Abarten eines Pegmatites handelt; auch die Lagerung gibt keinen Anhalt, daß hier verschiedene Gesteine zu vermuten wären. Wollte man Grenzen konstruieren, so könnte dies nur unter Vernachlässigung der zahlreichen Uebergänge und des Durcheinanders von geringfügig abgeänderten Strukturformen geschehen. Es handelt sich um eine auch im petrographischen Sinne einheitliche Pegmatitgneismasse. Jeder Versuch der Auflösung in verschiedene Glieder ist ungerechtfertigt, praktisch und theoretisch auch unmöglich. Wir sind nicht in der Lage, einem der aufgehobenen Gesteine den Namen „Granit" zuzuerkennen. Bedauerlich ist es, daß die Beschreibung, welche Leitmeier von seinem „Brankogelgranit" gibt, eine derartige ist, daß wir annehmen müssen, der genannte Autor habe tatsächlich den Pegmatitgneis von hier in der Hand gehabt. Die von Leitmeier ausgeführte Analyse führt auf ein Gestein, das er mit — Granitit vergleicht. Dazu müßte ein Gestein aber doch Meroxen in solcher Menge führen, daß er als Gesteinsbildner auftreten sollte. Davon kann nun gar keine Rede sein, und es liegt die Vermutung nahe, daß der Darstellung Leitmeiers ein Irrtum oder eine Verwechslung zugrunde liegt. Da nun der Leitmeier'sche Granit bereits vergleichend in der Literatur verwertet wurde (siehe Stiny: Zur Kenntnis des Mürztaler Granitgneises. Verhandlungen der Geolog. Reichsanstalt 1914, Nr. 12 u. 13, S. 311) und die darauf beruhenden Schlüsse wertlos sind, weil sie sich auf ein Gestein beziehen, welches unserer Ansicht nach hier gar nicht existiert, muß an dieser Stelle der Frage nach dem Brandkogelgranit nähergetreten werden.

Leitmeier charakterisiert seinen Brandkogelgranit inhaltlich folgendermaßen:

„Nicht vollkommen schriftgranitische Struktur. Dunkle Gemengteile mit Ausnahme akzessorischen Granates fehlen. Hauptbestandteile: Quarz, Feldspate, darunter größere Mikroklintafeln, Muskowit, letzterer gut ausgebildet. U. d. M. neben den vorigen Andesin, Hämatit, Magnetit, Kataklase mit größeren Quetschzonen."

Somit besteht ein Unterschied von den Pegmatitgneisen nur darin, daß außer Andesin noch andere Plagioklase auftreten und nicht alle

großen Feldspattafeln (gemeint dürften damit Porphyroblasten sein) Mikroklin sind. Der Beschreibung nach könnten wir also dasselbe Gestein meinen wie Leitmeier.

Von einem „granitischen Gneis“ vom Ochsenkogel, den Heritsch und ich nicht gefunden haben, erwähnt Leitmeier Muskowiteinlagerungen der Orthoklase sowie Knickung und Biegung der Muskowite. Beide Erscheinungen beschrieb ich aus dem Brandkogelpegmatitgneis.

Von einer Korrosion der Quarze, von der Leitmeier berichtet, habe ich allerdings nichts gemerkt. Auch nicht von der Umwandlung von Biotit in Muskowit. Bei der Biotitarmut der Gesteine ist es allerdings möglich, daß eben die von mir untersuchten Präparate nichts derartiges enthielten.

Falls wir wirklich das gleiche Gestein meinen, so glaube ich nachgewiesen zu haben, daß keine Ursache vorliegt, es als Granit zu bezeichnen, ja daß eine solche Bezeichnung irreführt. Völlig unverständlich ist es, daß die Analyse dazu führt, es unter die Granitite einzureihen. Das ist denn doch ausgeschlossen, daß ein Gestein, welches nach Leitmeiers eigener Beschreibung außer Granat (und den ja nur spärlich) keinen dunklen Gemengteil enthält, bei der Analyse die Charakteristik eines so biotitreichen, muskowitfreien Gesteins ergeben soll, wie dies Granitit ist!

Ob sich ein so grobkörniges Gestein, wie das in Rede stehende, zu einer Pauschanalyse, die den Gesteinscharakter wiedergeben soll, überhaupt eignet? Bei der ungleichmäßigen Verteilung der Gemengteile läuft man bei Anfertigung einer einzigen Analyse doch Gefahr, den Charakter nicht zu treffen. Dafür scheint Leitmeiers Analyse den Beweis zu erbringen, denn Beschreibung und Analysenergebnis stimmen nicht überein. Doch ist damit noch immer nicht erklärt, wieso die Analyse eines biotitfreien oder doch ganz biotitarmen Gesteins auf ein ganz bedeutend biotithältiges führen kann.

Es wird wohl nötig sein, für eine Richtigstellung des Irrtums Sorge zu tragen, damit der „Brandkogelgranit“ samt Analyse nicht in der Literatur jene Verbreitung finde, die ihm in der Natur versagt blieb.

Nr. 24. Rutil- und ilmenitführender Pegmatit von Gaberl.

Fundort: Liegendes vom letzten Marmorzug vor dem Gaberl am Weg Almhaus—Gaberl—Schutzhaus.

Das Handstück zeigt reine Massenstruktur. In porzellanartiger Feldspatmasse von weißer oder schwachgelblicher Farbe sind Quarzstengel im Durchmesser von 4 *cm* zu sehen. Außerdem blättrige Massen von Ilmenit und Stengel von Rutil mit über 1 *cm* Durchmesser, mit feiner doppelter Riefung auf den Prismenflächen. An der Gegenseite des Stückes tritt feinschuppiger, in Zügen angeordneter Meroxen auf. Dieser Pegmatit zeigt keine Anzeichen von Vergneisung.

Nr. 25. Turmalinpegmatit von der Gleinalpe.

Fundort: Aufstieg vom Kapitel zum Brendlstall, am Weg westlich vom Punkt 1313 (Donnerkogel).

Massiges Gestein mit porzellanartigem Feldspat, mächtigen Quarzstengeln und Schörl von 1 *cm* bis $1^1/_2$ *cm* Durchmesser und bis 6 *cm* Länge, Kristalle zerbrochen. Kein Glimmer. Unvergneist.

Nr. 26 u. 27. Pegmatitgneis oberhalb Lankowitz.

Fundort: Hohlweg westlich vom Franziskanerkogel bei Lankowitz am Wege von Köflach über den „sommerlangen Zaun" zum Soldatenhaus.

Handstücke sind sehr zermürbt, zerfallen leicht in Platten, besonders nach der Schieferungsfläche, wo sie besonders verwittert (rostig und gebleicht) erscheinen, aber auch in anderen Richtungen gehen sie leicht auseinander. Auf Quer- und Längsbrüchen tritt die relative Glimmerarmut hervor. Hier sieht man eben schiefriges bis sanft gefaltetes Gefüge. Selten beobachtet man daselbst auch zündholzkopfgroße Granaten, stark verwittert.

Um so mehr überrascht das mikroskopische Bild. Da beobachtet man neben Quarztrümmern verschiedener Größe zahlreiche, ebenfalls in Trümmer aufgelöste Orthoklase und Plagioklase mit häufig deutlichem Schalenbau. Vergleiche mit Quarz ergaben randlich Albit. Die Auslöschung auf *P* ist für den Kern kleiner, aber noch positiv, so daß derselbe als Oligoklas angesehen werden darf.

Meroxen ist ganz in Fetzchen aufgelöst, welche eine hellrotbraune Färbung besitzen. Merkwürdig erscheint das häufige Auftreten dieses Minerals in kleinen sechsseitigen, aber gerundeten Einschlüssen in Quarz. Meist liegt noch gefärbter Meroxen in einem Schuppengewirr entfärbter baueritisierter Blättchen. — Muskowit kommt ebenfalls häufig vor, jedoch nicht in der Menge des Meroxens, es sind größere verbogene und verklemmte Schuppen.

Außerdem tritt etwas Rutil (sehr spärlich), etwas Sillimanit (unbedeutend), zerfetzter und zertrümmerter Granat und gleichmäßig verteiltes Erz auf (ebenfalls spärlich).

Die starke Kataklase macht das Bild dieses Gesteins schwer enträtselbar. Doch spricht der Feldspatreichtum und die Aufschuppung des Meroxens, der auf größere einstige Individuen zurückzuführen ist, für die Abkunft von einem Pegmatit mit Meroxen. Im Gelände tritt der Pegmatitcharakter, da das Gestein zwischen Schiefern liegt, deutlicher hervor. Von den Pegmatitgneisen der Stubalpe, besonders des Brandkogelgebietes ist dieses Gestein sehr verschieden. Jene besitzen als Hauptgemengteile wesentlich Quarz - Orthoklas - Plagioklas-Muskowit, diese Quarz - Plagioklas - Orthoklas - Meroxen.

e) Aplitgneise, beziehungsweise Aplite.

Nr. 28. Aplitgneis vom Stubalpenspeik.

Fundort: Aufstieg vom Salzstiegel zum Speikgipfel, in beiläufig 1700 *m* Höhe, östlich vom Punkte 1967.

Das Handstück hat helle weiße oder gelbliche Farben. Es besteht aus einem sehr feinkörnigen Gemenge von Feldspat und Quarz, mit vorwaltendem Feldspat. Muskowit in nur 1 *mm* großen feinen Schüppchen verteilt sich, ohne zusammenhängende Häute zu bilden, auf einzelne der flachgewölbten Schieferungsflächen. Andere Mineralien sind freien Auges nicht wahrnehmbar. Der Mangel an der Pegmatitstruktur kann nicht auf Kataklase allein zurückgeführt werden, man müßte ja analog den Pegmatitgneisen Reste dieser Struktur nachweisen können. Der Feldspatreichtum, das Zurücktreten des Muskowites sind Tatsachen, die die Einreihung unter Aplitabkömmlinge befürworten. Der mikroskopische Befund spricht ebenfalls dafür.

Im gewöhnlichen Licht beobachtet man eine granophyrische Durchdringung der Quarz- und Feldspatmassen, wobei letztere sich durch Kaolinisierung vom klaren Quarz abheben. Im polarisierten Licht wird die Trümmerstruktur sehr deutlich. An den Quarzbrocken ist optische Spannung mehrfach zu sehen. Die Feldspattrümmer sind größtenteils Orthoklas. Der Plagioklas ist ein saures Glied der Reihe. Muskowit, verbogen und zerrissen, ist nicht häufig. Erz an einer einzigen Schliffstelle ganz unbedeutend.

Nr. 29. Aplitgneis, turmalinführend.

Fundort: Im Profil Almhauskogel—(oder Almhauskopf)—Brandkogel, im nordseitigen Gehänge.

Das sehr feinkörnige Gestein besitzt ganz hellbräunliche Tönung. Neben in kleinen Gruppen auftretenden, blauschwarzen Turmalinen sieht man zahlreiche gleichmäßig verteilte, meist unter 1 *mm* bleibende Muskowitschüppchen aufglitzern, doch ist die Gesamtmenge des Muskowites sehr gering.

U. d. M. sieht man ein Quarzfeldspatgemenge mit einzeln liegenden Mukowiten und Gruppen indigoblauer bis blauvioletter Turmaline, alles sehr feinkörnig, kataklastisch. Bemerkenswert erscheinen wieder unversehrte Feldspatxenoblasten mit zarten Glimmereinschlüssen. Diese Xenoblasten erinnern in allen Stücken an jene, welche bei den Granuliten beschrieben worden sind. Ueber ihre Beziehungen zu den Porphyroblasten der Pegmatit- und Augengneise wird noch im Zusammenhang abgehandelt werden. Obwohl das Gestein keine Schieferung zeigt, sehe ich in diesen Xenoblasten ein Anzeichen der Vergneisung und glaube daher mit der Bezeichnung Aplitgneis beim Rechten zu sein.

Nr. 30. Aplitgneis, turmalinführend.

Fundort: Brandkogel—Almhauskogel, Zug nach dem Brandkogelmarmor.

Gleicht sehr dem vorigen. Eine Neuheit bilden die zahlreichen Feldspatxenoblasten, deren Spaltflächen lebhaft einspiegeln. In dieser Hinsicht ist Nr. 30 ein direkter Uebergang zum Granulit vom Salzstiegel, wenn man von dessen Granat- und Pyroxenführung sowie vom Quarzgehalt absieht. Die Beziehung ist direkt augenfällig.

f) Saure Lagen.

Unter diesem Namen werden Gesteine zusammengefaßt, welche im chemischen Sinne als Apophysen aufgefaßt werden können. Ihr Hauptgemengteil ist eigentlich Quarz, doch gewinnt in einzelnen Fällen auch Feldspat größere Bedeutung. Bemerkenswert ist jedoch das Auftreten von Uebergemengteilen, die zum Teil offenbar gesteinsfremd sind, aber oft in solcher Menge auftreten, daß der Gesteinscharakter dadurch bestimmt wird.

Nr. 31. Saure aplitische Lage im Bundscheckgneis.

Fundort: Weg Bundschuh — Soldatenhaus (Stubalmgebiet), Region des Sattels vor dem Soldatenhaus, noch ein Stück vor dem Sattel. Ueber dem hangendsten Marmorzug.

Das Stück stammt aus einer Lage, welche gangförmig, aber konkordant mit dem Bundscheckgneis quer über den Weg setzt.

Seine Randpartien bestehen aus weißem bis rauchgrauem Quarz von einer Mächtigkeit von etwa 1 *cm*. Nach innen zu folgt feinkörniges Material von dunkelgrauer Grundfarbe mit schwarzgrünen Streifen, alles || angeordnet. Die Streifen sind 1—5 *mm* breit.

U. d. M. beobachtet man granoblastisches Gefüge. Verzahnte Quarzkörner, manchmal mit Spannungserscheinungen, bilden mächtige Züge. Die grünen Streifen enthalten einen diopsidischen Pyroxen, der oft Siebstruktur zeigt. Zwischen den Pyroxenen und in seinen Löchern befindet sich Feldspat.

Derselbe besteht zum Teil in Ortho-, zum Teil in Plagioklas, letzterer Albit bis Oligoklas. Beide Feldspäte sind stellenweise stark von Mikrolithen durchsetzt; besonders erwähnt sei, daß ein großer Teil davon zu Sillimanit gehört. Sehr merkwürdig ist auch das Auftreten von Schollen eines Karbonates (wahrscheinlich Kalzit), mit Aggregatpolarisation und derartigen Schollenrändern, daß man zur Meinung gedrängt wird, es seien die Schollen kräftig resorbiert worden. Außerdem gewahrt man etwas Erz und Limonit. Teilweise zeigt Pyroxen Ränder, die aus kleinen Pyroxenen gestückelt sind.

Bezüglich der Entstehung dieses Gebildes darf angenommen werden, daß aplitisches Material Teile eines oder zweier Nebengesteine resorbiert hat; das eine Nebengestein könnte Marmor gewesen sein, das andere Bundscheckgneis, und daß dadurch die beschriebene Paragenesis zustande kam. Für die Resorption von Marmor spricht die reichliche Pyroxenbildung und überreiche Entwicklung von Flüssigkeitseinschlüssen im Quarz. Für die Resorption von Bundscheckgneis spricht der Reichtum an Plagioklasen und an Sillimanit. Die erforderliche Magnesia für den Pyroxen könnte aus den Meroxenen des Bundscheckgneises hergeleitet werden, da das saure aplitische Material selbst jedenfalls nicht genügend Magnesia mitbringen konnte. Doch ist es auch möglich, daß ein mergeliger Kalk resorbiert worden ist und die Beziehungen zu Marmor und Bundscheckgneis rein chemische, nicht auch geologische sind.

Nr. 32. Pyroxenreiche saure Lage im Bundscheckgneis.

Fundort: Mitte einer etwa 40 *cm* mächtigen Lage, welche ostlicher als Nr. 31 quer über den Weg Köflach—Soldatenhaus zieht, am Beginn der Region des Sattels vor dem Soldatenhaus.

Die Handstücke nehmen beim Schlagen parallelepipedische Form an. Ihre Farbe ist dunkelgrün, stellenweise durch limonitische Substanzen gelb. Mit freiem Auge sind die Gemengteile dieses hornfelsartigen Materials nicht erkennbar.

U. d. M. fällt zunächst die große Menge des Diopsides auf. Er beherrscht mit ungefähr 50 % das Schiffbild. Quarz ist nur spärlich vertreten. Etwa 10 % macht der frische Orthoklas aus, etwa 20 % der scharf lamellierte Plagioklas; die allein möglichen 3 Beobachtungen ergaben gegen Quarz $\omega < \gamma_1$. $\varepsilon > \alpha_1$, demnach hätten wir es mit basischem Oligoklas zu tun. Ferner zählt man 1·5 % Eisenerz. Kalzit war nicht zu beobachten. Dagegen 1 % skelettartiger Granat. Die feinschuppigen Massen, welche sonst noch auftreten und in welche die Feldspäte hineinzuwachsen scheinen, mögen zum Teil feinschuppige Muskowite sein. An der Grenze dieser Massen gegen Pyroxen entwickelt sich eine grüne Faserzone. Sie baut sich aus etwas wirr liegenden Nadeln auf, welche pyroxenische Eigenschaften besitzen. Eine regelrechte Bestimmung war nicht möglich.

Die genetischen Verhältnisse sind wohl dieselben wie bei Nr. 31. Es handelt sich um ein ursprünglich sehr saures Material, das trotz des durch Resorption erworbenen Mineralreichtums als saure Apophyse im chemischen Sinne anzusprechen ist.

Nr. 33. Turmalinreiche saure Lage im Pegmatitgneis des Almhausgebietes.

Fundort: Weg Almhaus — Soldatenhaus im Südhang des Kammes zum Brandkogel, unterhalb des Almhauses, noch vor dem Zaun.

Daselbst beobachtet man das zu beschreibende Gestein, Lagen im Pegmatitgneis des Brandkogels sowie in einem rötlichen Lagengneis bilden, welcher selbst im Pegmatitgneis eine wenig mächtige Lage bildet.

Das Handstück zeigt randlich großen Reichtum an blauschwarzen Turmalinsäulchen, hierauf eine etwa 1 *cm* mächtige Zone rauchgrauen Quarzes, in der Mitte ein Gemenge, welche etwa zur Hälfte aus schwarzen Turmalinsäulchen von 1 *cm* Länge und wenigen Millimetern Dicke und zur anderen Hälfte aus weißem Feldspat besteht. Die Turmaline sind ungefähr in eine Richtung gestellt, welche mit der Schieferungsrichtung des Pegmatitgneises übereinstimmt. In dieser 2 *cm* mächtigen Mittellage ist Quarz nur sehr wenig vorhanden, Muskowit vermißt man.

Dem allgemeinen Bau nach herrscht nahe Verwandtschaft mit Nr. 31 und 32.

Nr. 34. Turmalin- und muskowitreiche saure Lage von derselben Oertlichkeit.

In diesem kleinen Stück sieht man die mittlere Zone aus Muskowit und Turmalin aufgebaut. Das Handstück zeigt nur diesen Teil der Lage. Auch spärlicher, hellroter kleiner Granat tritt hinzu.

Nr. 35. Granatführende saure Lage vom Almhauskopf.

Fundort: Gipfelgebiet des Almhauskopfes, Felsgruppen. Das Gestein bildet weit verfolgbare mächtige Lagen. In der Nähe befinden sich Ottrelith-Schiefer und Cordieritgneise. Es besteht aus weißem und grauem Quarz, mit Schnüren von winzigen hellfleischroten Granaten im Streichen. Diese Schnüre sind 1—2 *mm* mächtig.

U. d. M. zeigt sich granoblastischer Quarz und Reihen einzelner sehr hellgelbrot durchsichtiger Granaten in Rhombendodekaedern sowie etwas Muskowit. Trotz ihrer Kleinheit sind die Granaten häufig skelettisch entwickelt. In den Maschen steckt Quarz. Die Granatführung ist wohl auch auf Resorption fremder Gesteinsteile zurückzuführen, bei weiterem Suchen in der Tiefe dürfte man schon auch auf feldspatführende saure Lagen kommen.

Nr. 36. Quarzlage vom gleichen Orte.

Fast durchaus monomineralisch, ist diese Lage als das sauerste, reinste Endglied der Reihe dieser sauren Lagen aufzufassen. Sie findet man im Liegenden der vorigen. Granat nur vereinzelt, hellrot, sehr klein.

g) Minettegneise.

Nr. 37. Minettegneis aus dem Stubalpengebiet.

Fundort: Sattel zwischen Wölkerkogel und Schwarzkogel. Beim Punkt 1634.

Die durch überaus feinschuppigen reichen Meroxen fast schwarz aussehenden Gesteine zeigen vorzügliche Schieferung. Der Querbruch des Handstückes weist Lagentextur auf. Es wechseln dort 1 bis 2 *mm* starke weiße Feldspat-Quarz Lagen mit 3—6 *mm* mächtigen glimmerreichen Lagen miteinander ab.

U. d. M. erweist sich die Struktur granoblastisch. Meroxen und ein Mineral der Zoisitgruppe liegen sehr gut in einem *s* (Sander).

Quarz tritt nur spärlich auf. Die Klarheit der Feldspäte wirkt so, daß man beim ersten Blick seinen Anteil überschätzt. Er tritt überhaupt nur in den weißen Lagen in nennenswerter Menge hervor.

Orthoklas ist das vorwiegende Feldspatmineral. Neben ihm findet man einen sauren Plagioklas, bemerkenswert häufig mit Schalenbau. Ueberraschenderweise findet man auch hier wieder die Xenoblasten beider Feldspäte mit orientierten Mus-

kowit- und Meroxeneinschlüssen, die schon so oft erwähnt wurden. Bedauerlicherweise konnte nur ein einziger Plagioklas genauer bestimmt werden: basischer Oligoklas.

Der Meroxen beherrscht das Schliffbild völlig. Seine Basis ist tief dunkelbraun mit stark ölgrünem Stich. Schnitte normal dazu sind sattgelb bis tiefschwarzbraun pleochroitisch.

Das breit leistenförmige, sehr zart grünliche, mit Querrissen ausgestattete Mineral gehört entweder zum Klinozoisit oder zum Zoisit β. Dasselbe Mineral findet man auch in Körnern.

Apatit kommt in nennenswerter Menge und in ziemlich großen Individuen, häufig mikrolithisch getrübt vor. Die gruppenweise Vereinigung ist auffällig.

Magneteisenerz ist ebenfalls recht häufig. Chlorit bildet einzelne, unbedeutende Schüppchen. Die Schliffausmessung ergibt mit Berücksichtigung der weißen Lagen:

	Prozente
Quarz	6·5
Orthoklas . . .	24·0
Plagioklas . . .	8·2
Meroxen	44 6
Klinozoisit (?) . .	4·7
Erz	7·6
Apatit	4·4
	100·0

Darin ist der Charakter eines lamprophyrischen Spaltungsproduktes von der Zusammensetzung einer Minette unverkennbar. Das Vorkommen in wenig mächtiger Lage, also so wie bei den Aplitgneisen des Gebietes, unterstützt diese Auffassung.

In Grubenmanns Beiträgen zur Geologie des Unterengadins, Bern 1909 (bei A. Franke), findet sich auf S. 203 ein Hinweis auf ein offenbar sehr ähnliches Gestein, ebenfalls als Minette bezeichnet. Dort werden „die schon makroskopisch wahrnehmbaren aplitischen Streifen mit frischen Plagioklasen“ als Injektion gedeutet.

Nr. 38. Pyroxenführender Minettegneis aus dem Gleinalmgebiet.

Fundort: Weg Gleinalmhaus — Brendlstall unter dem Steinmarterl, welches in kurzer Entfernung vom Steilabfall zum Brendlstall im rechtsseitigen Gehänge steht.

Dieses Gestein liegt im Amphibolitmantel, welcher den später zu besprechenden Serpentin oberhalb des Brendlstalles umhüllt. Es bildet in diesem Mantel eine dünne Lage. Da es sich durch Färbung und Korn von den Amphiboliten im Felde nicht abhebt, kann es leicht übersehen werden. Heritsch und ich nahmen es zunächst für dünnplattigen Amphibolit. Ein Pulverpräparat führte sodann die Aufklärung herbei, der daraufhin angefertigte Dünnschliff bewog mich, es als einen eigenartigen Glimmerschiefer anzusehen. Erst die Auffindung des

leichter deutbaren Minettegneises Nr. 37 von der Stubalpe gab die Grundlage für die Einstellung in diese Gruppe, die allein möglich ist.

Auf angewitterten Schieferungsflächen sieht man am trockenen Handstück winzige, tombakfarbige Meroxenschüppchen. Am frischen Quer- und Längsbruch, welcher schwarzgrüne Farbe besitzt, ist der Glimmer nicht zu erkennen. Mit der Lupe gewahrt man dort die Teilnahme eines weißen, körnigen Minerals. Korngröße durchschnittlich weit unter 1 *mm*.

U. d. M. beherrscht Meroxen das Feld. Er ist in flachbogigen Zügen streng geordnet, und zwar wechseln Züge ganz kleiner Individuen mit solchen, welche Meroxen von mehrfach größerer Ausdehnung enthalten. Viele größere Meroxene zeigen sanfte Biegung und wellige Auslöschung.

Die Basis erscheint tief sepiabraun. In Schnitten ⊥ darauf beobachtet man einen Pleochroismus von hellgelb über kupferrot nach dunkelrotbraun. Eine weitgehende mechanische Beanspruchung der Glimmerscheite ist nicht wahrnehmbar.

In diesem Meroxengebälke liegen in einer Richtung mit dem Glimmer vereinzelt hellgrüne, diopsidische Pyroxene mit Magnetiteinschlüssen. Sie sind xenomorph, obwohl sie wie Idioblasten aussehen. Mit freiem Auge sind diese winzigen Körner nicht wahrnehmbar.

Die Maschen des Glimmergebälkes sind mit farblosen Mineralien ausgefüllt, welche wegen ihrer Winzigkeit nur schwer zu untersuchen sind. Bei stärkerer Vergrößerung (Obj. 5, Okul. 4) beobachtete ich zahlreiche Individuen mit Spaltrissen und Meroxeneinschlüssen in der Anordnung, wie schon oft bemerkt. Sehr selten war Zwillingslamellierung zu sehen; die Entscheidung, ob Quarz oder Feldspat fiel oft sehr schwer, besonders bei winzigem, mesostatischem Auftreten.

Apatit ist ziemlich reichlich vorhanden. Ebenso Magnetit. Die Ausmessung ergibt:

	Prozente
Quarz und Feldspat	20
Meroxen	72
Pyroxen	4
Erz	2·5
Apatit	1·5
	100·0

Das Gestein erscheint parakristallin durchbewegt. Ein Teil des Meroxens war bei der Bewegung bereits fest. Pyroxen anscheinend nicht. Die Kristallisation muß schließlich die Bewegung überholt haben, denn die Mesostasis zeigt keine Anzeichen von Kataklase etc. Die Lagentextur erscheint sehr alt, da schon der Magnetit zeilig angeordnet ist und die Zeilen nur manchmal durch Bewegung der von ihnen durchsetzten Meroxene verlegt worden sind.

Für die Bezeichnung „Gneis" spricht die Textur, für die Bezeichnung „Minette" der Mineralbestand. Der Pyroxengehalt erscheint zu geringfügig, um auf ihn hin eine andere Zuteilung vorzunehmen.

Allgemeine Bemerkungen zum Kapitel Alkalifeldspatgneise.

W. Hammer (Augengneise und verwandte Gesteine aus dem oberen Vintschgau I, Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A. 1909, Bd. 59, 3. und 4. Heft) kommt in bezug auf die Entstehung der Augengneise zu folgenden Schlüssen (S. 715):

1. Sowohl in den granitporphyrähnlichen Gesteinen von Piz Sesvenna als auch in den herrschenden Augengneisen sind die großen Feldspäte als erhalten gebliebene Einsprenglinge eines porphyrisch struierten Gesteins zu deuten, welche auch in manchen Fällen ihre Idiomorphie bewahrt haben, das bei jenen, welche keine oder nur geringe Schieferung angenommen haben, während sie bei den geschieferten umgeformt wurden in Augen.

2. Bei stärker geschieferten Augengneisen geht die Kataklase bis zur Zertrümmerung der Einsprenglinge. Anschließend erfolgt Umwandlung des Kalifeldspates in Muskovit (Serizit) und Quarz.

3. Chemisch charakterisiert sich der Gang der Metamorphose dadurch, daß er einem Maximum von Quarz und Serizit zuungunsten des Kalifeldspates zustrebt. Wenn ich recht verstanden habe, meint Hammer die Umwandlung der ehemaligen Massen- bzw. Ganggesteine in Augengneise.

Die folgenden Ausführungen gelten der Frage, ob die angeführten Schlußfolgerungen Hammers auch auf die hier beschriebenen Gleinalpengneise Anwendung finden können.

Die Augen bildenden Feldspate der Stubalmgesteine und Gleinalmgesteine zeigen ohne Ausnahme ein Kennzeichen, nämlich orientierter Glimmereinschlüsse, welche Hammer von den bezüglichen Gebilden nicht erwähnt und ein anderes, nämlich die nicht kristallographische Begrenzung, die Hammer ebenfalls betont, von welcher es jedoch Ausnahmen geben soll. Wie ich es verstehe, kann also der genannte Autor zwischen Augen und echten Einsprenglingen nur graduelle, in der Dynamometamorphose begründete Unterschiede finden.

In unserem Arbeitsgebiet fehlen Bildungen, welche auf ehemals porphyrische Typen rückführbar wären, gänzlich unter den Augengneisen. Dagegen kann nicht genug betont werden, daß orthoklastische, selten albitische, Feldspäte von den oben beschriebenen Eigenschaften sowohl durch ihre Größe augenbildend, als durch ihre Kleinheit aber Häufigkeit ein altes Gesteinsgepräge abändernd in folgenden Gesteinen vorkommen: In Granitgneisen, Augengneisen, Granuliten, Pegmatitgneisen, Aplitgneisen und Minettegneisen. In der Beschreibung der betreffenden Gesteine sind die bezüglichen Verhältnisse jedesmal genau geschildert, besonders eingehend bei den Pegmatitgneisen. Daraus ist zu entnehmen, daß große Porphyroblasten dieser Sorte bloß in ursprünglich grobkörnigen oder grobschiefrigen Gesteinen (Pegmatitgneis, Augengneis) auftreten, während in ursprünglich fein gebauten Gesteinen (feinkörnige Granitgneise, Aplitgneise, Minettegneise) im Maße der Kornfeinheit auch die Größe der eigenartigen Xenoblasten gleichen Wesens ab- und ihre Zahl zunimmt.

Am durchsichtigsten liegen die Verhältnisse bei den bezüglichen Pegmatitgneisen und Aplitgneisen, woselbst alle ehemals einheitlichen Individuen zertrümmert sind, so daß die Porphyroblasten, bzw. entsprechenden kleinen Xenoblasten wirklich wie Fremdlinge aussehen. Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß sich bei reicherem Auftreten der Porphyroblasten der Brandkogel-Pegmatitgneis zu einem typischen Augengneis entwickelt hätte. Ebenso klar ist es, daß die Porphyroblasten Neubildungen nach Ablauf der Kataklase darstellen und keinesfalls unversehrt gebliebene ehemalige Einsprenglinge. Der einfachste Vorgang, welcher ihre Entstehung erklären kann, ist der der Auflötung.

Diesen Prozeß kann man sich in folgender Weise abgelaufen denken. Gesteine, welche zunächst kataklastisch verändert wurden, erleiden eine reichliche Durchgasung, wodurch längs der Gaswege Auflötung stattfindet. Bei der darauffolgenden Abkühlung erfolgt das Auskristallisieren der gelösten Massen unter Druck. Durch die Kataklase werden Fugen geschaffen, deren Größe wesentlich mit der Korngröße des zertrümmerten Gesteins zusammenhängen muß. Infolge der Verspeilung und Verspreizung der Trümmer werden die Hohlräume größer sein bei grobzertrümmertem Material, dieses selbst wird wieder eher aus ursprünglich grobgekörnten Gesteinen herzuleiten sein. Da Wärme ohne wärmetragendes Mittel, also durch Leitung allein, sich annähernd gleichmäßig im Gestein fortpflanzen, dieses daher gleichmäßig aufschmelzen müßte, kann auf solche Weise die Augenstruktur nicht zustande kommen. Wenn die Wärme jedoch längs bestimmten Bahnen wirkt, so muß sie einen sich rasch bewegenden Träger besitzen. Daher wird man darauf hingeleitet, das Durchziehen heißer Gase oder überhitzter Dämpfe durch das Fugensystem anzunehmen. Die Wirkung derselben muß stichflammenartig sein. Eine auf solche Weise in die Wege geleitete Umkristallisation wird die leichter schmelzbaren Gemengteile gründlicher erfassen als die schwer schmelzbaren. Demnach kommen dafür Quarz und Feldspat zuerst in Betracht. Da die tatsächlich entstehenden Porphyroblasten, wie beschrieben, nur Feldspate sind, so ist zu untersuchen, weshalb nicht auch Quarz zu Porphyroblasten umgelötet wurde. Für die Pegmatitgneise dieser Art wäre ein stichhältiger Grund schon zu finden: Es liefert der Pegmatitfeldspat ein fugenreicheres Körneraggregat als wie der Quarz, was wieder damit zusammenhängt, daß unter gleichem Druck der Feldspat leichter zertrümmert wird wie Quarz. Daher sind die Feldspatkornaggregate Stellen größerer Wegsamkeit. Für die stichflammenartige Wirkung spricht der Umstand, daß die neben den Porphyroblasten liegenden Gesteinsteile ihre Kataklasstruktur beibehalten und daß etwa vorhandener Meroxen nur teilweise gelöst wird. Dieser Vorgang erklärt auch die unregelmäßige Umgrenzung der Porphyroblasten, obwohl sie nicht gleichzeitige Bildungen mit dem Grundgewebe darstellen. Daß die Folge solcher Vorgänge nicht ein Gestein ist, welches von einem kontinuierlichen Netzwerke von umkristallisierten Feldspaten durchzogen ist, dafür suche ich im Druck, unter dem dasselbe angenommen werden muß, die Erklärung. Ein solches Netzwerk mußte gleich nach seiner Entstehung, wenn die Gase entwichen sind,

von den fest gebliebenen Gesteinsschollen in einzelne Teile zerquetscht werden. Die Anzahl der so erzeugten Porphyroblasten hängt wesentlich von der Gasmenge und von der Nähe der Gas entbindenden Masse ab.

Wäre noch die Frage zu beantworten, ob man bei der Bildung der Porphyroblasten Stoffzufuhr durch die auflötenden Gase in Betracht ziehen muß. Bezüglich der Pegmatitgneise ist dies absolut unnötig, es ist keine Anreicherung des Feldspates nachzuweisen.

Mit diesen Ausführungen glaube ich gezeigt zu haben, daß der Vorgang der Auflötung aus einem Pegmatitgneis einen Augengneis schaffen kann, daß man als Unterlage der Porphyroblasten hier nicht ursprüngliche Einsprenglinge annehmen muß, daß also aus nichtporphyrischen Gesteinen ein Augengneis hervorgehen kann.

Stehen nun derselben Erklärung bei den typischen Augengneisen Schwierigkeiten entgegen? Muß der im ganzen granititähnliche Augengneis der Gleinalpe von einem Granit mit ursprünglich porphyrischer Struktur abgeleitet werden?

Für letztgenanntes Gestein stellt die Schieferungsfläche die größte Wegsamkeit dar. So einfach wie im vorigen Falle liegen hier die Verhältnisse nicht. Zunächst handelt es sich um die Entscheidung, ob auch da die Porphyroblasten eine jüngere, ungleichzeitige Bildung darstellen. Diese Frage ist in bezug auf Meroxen zu bejahen, da man die Produkte aufgelöster Meroxen-Enden in den Porphyroblasten Einschlüsse bilden sieht und der Meroxen durch das Wachstum der Porphyroblasten aus seiner ursprünglichen Lage abgedrängt scheint. Mit Rücksicht auf das übrige Grundgewebe aber muß Gleichzeitigkeit der Bildung angenommen werden.

Der scheinbare Widerspruch löst sich wie folgt: Ein fertiges, normalgranitisches Gestein erlitt zunächst intensive Durchbewegung, dann stellenweise Auflötung, hierauf in geringerem Maße eine allgemeine Durchgasung, wodurch die Kataklasstruktur in eine granoblastische umgeprägt wurde.

Bei aplitischem Material erhalten wir durch Auflötung, die an vielen Stellen gleichzeitig einsetzt, Gesteine, welche einen ganz allmählichen Strukturübergang zu Granulit liefern, wie die Beschreibung der Aplitgneise Nr. 29 und 30 es zeigt.

Granitisches Material, siehe Nr. 3, 5, 6 usw. erleidet in unserem Gebiet ebenfalls eine ähnliche Umkristallisation, wobei die durchziehenden Gase Spuren zurückgelassen haben: Neubildung von Muskowit, Magnetit-Anlauffarben, Turmalin. Die Gebilde schauen je nach dem Grade der Auflösung zum Teil in ihrem Gefüge oft granulitähnlich, kompakt aus. (Nr. 3.) Ganz besonders bemerkenswert erscheint mir gerade in solchen feinkörnig, beziehungsweise feinschuppig gefügten Gesteinen (Nr. 5) die intensive Rottönung des Meroxens. Zwischen diesem, auch schon mehrfach betonten Merkmal und der Auflötung scheint ein ursächlicher Zusammenhang zu bestehen.

Nun sei noch darauf hingewiesen, daß durch Auflötung der leichtschmelzenden hellen Gemengteile in ganz einwandfreier Weise die Umstellung ehemals richtungslos verteilter, schwer schmelzender, dunkler Gemengteile in ein Sander'sches *s*, beziehungsweise auch in gehäufte Lagen in *s* leicht verständlich wird. Der Umstand, daß

solche Meroxenlagen auch in Gneisen aus unversehrten, unverbogenen Individuen bestehen, ist ebenfalls für die hier dargelegte Ansicht günstig.

Mag daher die in 1 angeführte Ansicht Hammers über die Entstehung von Augengneisen für die durch obigen Autor beschriebenen Augengneise Geltung haben; für die Augengneise des Stub- und Gleinalmgebietes kann sie nicht in Betracht kommen. Es gibt da keine ursprünglich porphyrischen Bildungen, die für Augengneise die Unterlage liefern sollten. Ueberdies stehen unerwarteterweise die Augenstruktur vermittelnden Feldspäte in gleicher Linie mit den die typische Granulitstruktur veranlassenden.

Mir sind augengneisähnliche Bildungen, die sich aus Porphyrgesteinen ableiten, durch eigenes Studium bekannt. Zum Beispiel gewisse metamorphe Keratophyre der Blasseneckserie, und ich hege keinen Zweifel, daß auch gewisse porphyrisch gefügte Granite unter Umständen zu geschieferten Gesteinen mit Augenstruktur werden können. Doch sind die erzeugenden Prozesse dann im wesentlichen mechanisch.

Ich möchte daher vorschlagen, die Bezeichnung „Augengneis" nur für solche Gesteine anzuwenden, welche die Augenstruktur durch Auflötung erworben haben. (Gegensatz: Porphyrgneise.)

Solche Augengneise werden stets nur in relativ großer Nähe von gasentbindenden Intrusionen zur Entstehung kommen, und wir hätten daher in ihnen Angehörige der zweiten (Becke) oder zweiten und dritten (Grubenmann) Tiefenstufe zu sehen, die nur aus Durchläufern aufgebaut sind und daher auf Grund des Mineralbestandes allein nicht als solche erkannt werden könnten. Zu ihrer Prägung scheint die ursprünglich schon schieferige Struktur nicht unbedingt notwendig zu sein. Während der Auflötung müssen die Druckverhältnisse tiefer Stufen vorausgesetzt werden.

Dies alles gilt nur bezüglich der von mir namhaft gemachten Gesteine. Inwieweit die Auflötung allgemeinere Geltung haben kann, wird sich wohl erst dann entscheiden lassen, wenn solche Erscheinungen auch aus anderen Gebieten des Kristallins nachgewiesen sein werden.

Die Auflötung setzt zunächst eine veranlassende Eruptivmasse voraus. Es ist allgemein anerkannt, daß von solchen Massen bedeutende Mengen von Gasen, beziehungsweise überhitzten Dämpfen abgeschieden werden und eine Reihe von Mineralien (Turmalin, Muskowit, Eisenglanz) erweisen die Ausdehnung pneumatolytischer Wirkungen in den durchgasten Gesteinen. Fragt es sich also, ob die Auflötung der Mineralmassen durch Dämpfe erfolgt, welche mit Kristallisatoren beladen sind oder nicht. Da die Porphyroblasten außer primärem Glimmer keine Mineraleinschlüsse aufweisen, aus welchen man sonst dies erschließen könnte, muß die Frage unentschieden bleiben. Der Umstand, daß Glimmer nur wenig dabei gelöst wird, spricht dafür, daß Kristallisatoren in Gasform keine besondere Rolle spielen. Es kommen hauptsächlich demnach Wasserdämpfe in Betracht, für welche man nur eine so hohe Temperatur vorauszusetzen braucht, daß sie gleichzeitig aufschmelzend und lösend wirken. Daß

die Einwirkung nur kurze Zeit andauert, dafür spricht schon die geringe Größe der Porphyroblasten, beziehungsweise deren Kleinheit.

In ihrer Gesamtheit brauchen diese Wasserdämpfe keine besonders große Wassermenge ausmachen, und können sowohl vadosen als auch juvenilen Ursprung haben.

Zu Hammers Punkt 2 wäre zu bemerken, daß der von ihm dort festgestellte Umwandlungsvorgang sowohl echte Augengneise, als auch Porphyrgneise, als auch eine ganze Reihe andersartiger Gesteine erfaßt, und hierbei das Endprodukt ein Gemenge von Serizit und Quarz sein wird. Wenn eine nicht allzustarke Durchbewegung diese Gesteine neuerdings erfaßt, dürfte die Herkunft jedoch immerhin noch festzustellen sein. Mithin dürfte man wohl auch für die Augengneise der Stub- und Gleinalpe eine Entwicklung annehmen, wie Hammer sie beschreibt und wie auch Stiny (Granitgneis von Birkfeld, Zentralblatt f. Min. etc. 1918, S. 22 ff.) es in gleicher Weise darlegt.

Zu Punkt 3 möchte ich aber feststellen, daß bei der Augengneisbildung im von mir festgelegten Sinne eine Anreicherung von SiO_2 nicht stattfindet, weil es sich ja in den besprochenen Fällen um eine Umkristallisation schon vorhandener Feldspäte handelt, die ohne Stoffzu- oder Abfuhr vor sich geht. Es ist in keinem Fall notwendig, Stoffzufuhr zu Hilfe zu nehmen; wenn man es doch tun wollte, so würde man keiner Kieselsäureanreicherung bedürfen, sondern eher einer Alkalianreicherung. Erst nach Ablauf der Augengneisbildung wird dieselbe chemische Veränderung eintreten, welche auch bei den von Hammer, Stiny u. a. gemeinten Gesteinen beobachtet worden ist.

Eine andere Frage betrifft die Grenzen der Wirksamkeit der Auflötung.

Als ersten Wirkungsgrad möchte ich jenen bezeichnen, welcher die vereinzelten Porphyroblasten der Pegmatitgneise und analogen Bildungen der Aplitgneise veranlaßt hat, wobei die Kataklasstruktur der Umgebung jener Porphyroblasten erhalten blieb.

Als zweiten Wirkungsgrad jenen, welcher die typischen Glein- und Stubalpen-Augengneise erzeugte und die Kataklasstruktur durch eine dünne allgemeine Durchgasung nach oder gleichzeitig mit der Porphyroblastenbildung und Ausheilung auch der Grundgewebetrümmer in granoblastische Struktur übergeführt wurde. Ohne vorausgegangene Kataklase kann ich mir die Umwandlung in Augengneis nicht vorstellen. Meist läßt sich in solchen Fällen auch schon ein roter Meroxen blicken anstatt der braunen des gewöhnlichen Granitgneises; bei der Regelmäßigkeit des Zusammentreffens dieser Umstände darf wohl ein Zusammenhang angenommen werden, welcher bei den „Glimmerschiefern“ noch gewürdigt werden soll. Dieser Wirkungsgrad macht jedoch vor der Auflötung des Meroxens halt. Hierher auch Granulit.

Als dritten Wirkungsgrad könnte man sich jenen denken, welcher auch die Meroxene auflötet und also ein allgemeines Umkristallisieren des Ursprungsgesteins bewirkt. In bezug auf den Meroxen ist es vielleicht mehr eine Auflösung als Lötung, dann nämlich,

wenn die durchgasenden Mittel reichlich Schmelzpunkt herabsetzende Verbindungen enthalten. Ich habe bei Aufstellung dieses Wirkungsgrades besonders folgende Gesteine im Auge: Nr. 13. Granat-Granulit vom Salzstiegel, Nr. 14. Hornblendegranatgranulit vom Salzstiegel, Nr. 16. Granulitgneis vom Salzstiegel.

Bei Nr. 16 zum Beispiel kann weder eine Ausscheidungsfolge, noch eine kristalloblastische Reihe gefunden werden; es scheint, daß der Meroxen mit Feldspat und Quarz gleichzeitig fest wurde. Demnach handelt es sich nicht um Ausscheidung aus einem normalen Schmelzfluß. Ob eine gänzliche Aufschmelzung stattfand, ist zweifelhaft; es scheint sich mehr um ein Fortwachsen von festgebliebenen Keimen zu handeln. Auch beim Meroxen — selbstverständlich. Bei Nr. 14 liegt eine ähnliche Erscheinung vor, unterschieden von der vorigen durch die hohe Eigenbegrenzung der Hornblende. Die selten vorkommende siebartig durchlöcherte, xenoblastische scheint in die andere, welche bei Nr. 14 genau beschrieben wurde, übergeführt. Auffallend ist in diesem Gestein auch der bräunliche, einschlußreiche Kern der Granaten. Sollte diese Braunfärbung Reste eines zu Granat umgebauten Minerals sein? Da käme allenfalls ein Meroxen in Betracht. Bei Nr. 13 sehen wir idioblastischen Granat, keinen Meroxen, und sind nun vor die Frage gestellt, warum bei dem einen Granulit Meroxen sich erhält und kein Granat auftaucht, bei einem anderen Granat als alleiniger Vertreter dunkler Gemengteile auftritt. Die Ursache kann in der Zusammensetzung des durchgasenden Mittels gelegen sein. Eine Stoffzufuhr ist deswegen nicht nötig, wenn auch möglich, aber eine Abspaltung des Alkalis des Glimmers wäre kaum zu umgehen. Doch das ist Gegenstand einer Arbeit auf chemischer Grundlage.

Welcher Unterschied besteht dann noch zwischen der erstmaligen Kristallisation eines derartigen Gesteins und der Wiederkristallisation durch umfassende Auflötung? Ich meine, ein noch sehr großer! Im primären Gestein liegt eine mit Flußmitteln getränkte Lösung der chemischen Komponenten irgendwelcher Art vor. Die gegenseitige Löslichkeit spielt eine sehr bedeutende Rolle bei der Entstehung der Mineralien. Im aufgelöteten Gestein tritt eine gegenseitige Lösung nicht ein, die Mineralien existieren fort, werden nur umgeschmolzen, die wärmetragenden Gase strömen rasch durch, so daß die Durchwärmung nie so bedeutend wird, daß die ursprünglichen Verhältnisse wiederhergestellt werden könnten. Sonderbedingungen gibt es zwar, welche in vereinzelten Fällen vielleicht zu Umbildung von Mineralien führt (Meroxen-Granat?), aber die ändern das allgemeine Bild nicht.

Ueber das Auftreten von Klinozoisit, bzw. Epidot in den eben besprochenen Gesteinen möchte ich an dieser Stelle bemerken, daß sie diese Angehörigen tiefer Stufen nicht zu Diaphtoriten stempeln können, da sie in zu bedeutungsloser Menge auftreten. Die intensive Auflötung bewirkt nur die untere Tiefenstufe nach Becke, bzw. die zweite und dritte Tiefenstufe nach Grubenmann.

Eine weitergehende Klassifikation der „Normalen Gneise“, welche auf Grund der Auflötungserscheinungen möglich wäre, beabsichtigte ich nicht vorzunehmen. Dagegen erschien mir die Abtrennung der „Meroxen-

gneise“ notwendig, weil ich sie für Uebergänge zu Granodioriten halte, da sie nämlich bedeutend mehr Glimmer enthalten als normaler Granitgneis, Typus Nr. 1. Die Natur des Glimmers ist mir zweifelhaft, deshalb sage ich nicht Biotitgneis

Unter Meroxen meine ich dunkle Magnesiaglimmer, Biotit, Lepidomelan, Phlogopit. Letzterer kommt zwar hier nicht in Frage, aber welcher Natur die Glimmer sind, ist optisch nicht zu entscheiden. Hier kann nur eine chemische Untersuchung Rat schaffen und auf ihrer Grundlage wird eine weitere Gliederung möglich sein.

Endlich habe ich darauf hinzuweisen, daß Nr. 1 mit allen übrigen Gliedern der Abteilung Ia in einem bedeutsamen Gegensatz steht. Es liegt in Nr. 1 der einzige Granitgneis vor, welcher nur die Einwirkung des Druckes als gneisifizierende Kraft erkennen läßt, wogegen die Spuren späterer Umkristallisation unter Teilnahme von Gasen zurücktritt. Er ist noch am ehesten als ursprünglicher Granit zu erkennen. Die übrigen Gesteine dieser Gruppe sind stark umkristallisiert, das Bild der ehemals eruptiven Natur ist ganz verlöscht worden; auf sie paßt der Name Granitgneis vollkommen. Auch chemisch scheint ein Teil dieser Gesteine stark umgebaut worden zu sein. (Nr. 3, 5, 6.)

II. Tonerdesilikatgneise.

a) Sillimanitgneise.

Nr. 39. Bundscheckgneis (Sillimanit-Augengneis).

Fundort: Dieses Gestein ist im Stubalmgebiet im weiteren Sinne sehr oft anzutreffen. Eine mächtige Masse bildend, tritt es im Ostteil des Bundscheckrückens auf. Wir beobachteten seine Aufschlüsse am Weg Köflach—Soldatenhaus in der Wegstrecke zwischen der Quelle oberhalb vom Hochbundschuh-Bauern bis zur Sattelregion vor dem Soldatenhaus. Dann in weniger mächtigen Lagen über dem Sattel bis zum Soldatenhaus. Ferner bei P. 1653 im Südteil des Wölkerkogelkammes usw.

Seine typischen Formen sind die eines kleinaugigen Gneises. Das zu beschreibende Handstück stammt aus der Region zwischen obenerwähnter Quelle und dem Sattel vor dem Soldatenhaus.

Die Grundfarbe ist blaß rotviolett, gelblichweiß gefleckt. Neben Feldspataugen beobachtet man auch solche von Quarz. Beiderlei Gebilde sind ziemlich klein, durchschnittlich bloß einen halben Zentimeter im Durchmesser und strecken sich oft sehr in die Länge. Die Zwischenmasse läßt freien Auges nur feinschuppigen Meroxen erkennen. Gesamttextur ebenschiefrig bis lentikulär.

U. d. M. wird man sogleich auf die eigenartige Struktur aufmerksam. Die Feldspäte bilden Linsen, die voneinander durch Körnerströme von Quarz, welche reichlich Meroxen mitführen, getrennt werden. Die Feldspäte sind erfüllt von verhältnismäßig großen Sillimaniten.

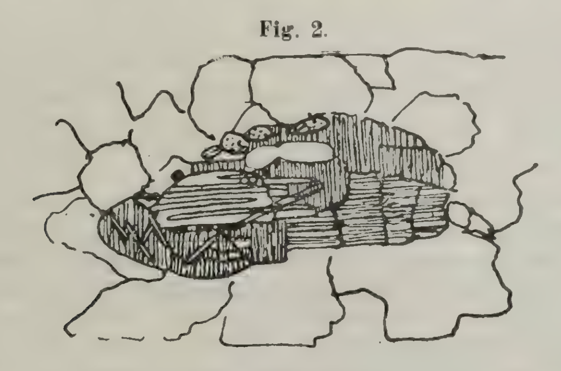
Das Quarzgefüge besteht aus rundlichen, wenig verzahnten Körnern ohne Spannungserscheinungen. Auf den Fugen siedelt Limonit. Seltener sind augenähnliche Knauern.

Orthoklas zeichnet sich, wenn man von der Durchspickung durch Sillimanit absieht, durch große Frische aus.

Vom Plagioklas gilt dasselbe. Sehr ausgeprägt ist hier die Schachbrett-Musterung (Fig. 2). Die Gesamtheit des Plagioklases besitzt augenartige Form, im polaris. Licht gewahrt man den überraschend regelmäßigen Aufbau aus kubischen Individuen, die ⊥ zueinander orientiert sind, wie die Zwillingslamellen bezeugen.

Sillimanit zeigt Nadelform mit öfterer Zerbrechung in der Quere und spitz zulaufenden Enden. Bemerkenswert ist es, daß diese Nadeln sich um ihren Wirt nicht zu kümmern scheinen: eine Nadel setzt oft durch 3 oder 4 der oben geschilderten Plagioklaskuben hindurch.

Fig. 2.



Schachbrett-Albit.

Granat, stets im Kitt zwischen den Feldspatlinsen anzutreffen, hat die Form blasser, unregelmäßiger Körner und Körneraggregate, schließt Meroxen ein, ist stark zerklüftet.

Als Erz beobachtet man Magnetit und Roteisenerz, nicht häufig, in Gesellschaft des Meroxens.

Letzterer besitzt eine sienarote Basisfarbe. Sein Pleochroismus ist fast farblos-kupferrot. Wegen der Kleinheit der Schüppchen und Fetzchen war eine weitere Untersuchung unmöglich. Muskowit tritt nur spärlich auf.

Die Ausmessung, in bezug auf Sillimanit etwas unsicher, ergab:

	Prozente
Quarz	22·5
Orthoklas . . .	26·9
Plagioklas . . .	15·3
Sillimanit . . .	8·6
Meroxen	13·3
Granat	10·0
Muskowit	0·8
Erz	1·6
	100·0

Die eigenartige Struktur und der Sillimanitgehalt verweisen das Gestein unter die sedimentären Gneise. Das Ursprungsgestein mag mit grobgranitischem Grus ziemliche Aehnlichkeit besessen haben. Auffallend ist es, daß Sillimanit sich lediglich im Feldspat findet und daß die Feldspataugen gleichartig sind, daß also nicht etwa eine Linse aus beiderlei Feldspaten aufgebaut ist. Dies setzt ganz besondere Verhältnisse voraus, welche sich jedoch durch das Studium von Uebergangsgesteinen erklären lassen.

Nr. 40. Bundscheckgneis.

Fundort: Ober dem Hoch-Bundschuh.

Dasselbe Gestein wie 39.

Nr. 41. Sillimanit-Stengelgneis aus der Sattelregion.

Fundort: Hangendste Marmor-Mischungszone in der Sattelregion vor dem Soldatenhaus.

Makroskopisch fällt die stengelige Anordnung der Gemengteile auf. Farbe weiß mit durch Meroxenreichtum bedingten dunklen Streifen.

U. d. M. Quarzstengel bestehen aus verzahnten Körnchen. Die Feldspatkörner sind rundlich, meist Orthoklas, wenig Plagioklas, sehr klar, mit Sillimanit reich durchspickt. Die Meroxenfetzchen zeigen den normalen Pleochroismus der Biotite. Dieses Mineral ist vergesellschaftet mit bröckeligem, spärlichem Granat.

Nr. 42. Sillimanit-Flasergneis, südlich vom Wölkerkogel.

Fundort: Beim P. 1653 gegen den Ochsenstand zu.

Das Gestein ist als weniger lentikuläre, mehr flaserige Ausbildungsform der Bundscheckgneises aufzufassen, mit dem es soviel gemeinsam hat, daß eine Sonderbeschreibung überflüssig ist. Der Silimanitgehalt ist ungefähr ebenso hoch wie der von Nr. 39.

Nr. 43. Sillimanitführender Flasergneis, Soldatenhausgegend.

Fundort: Oestlich vom Soldatenhaus, aus dem Profil über die „Kuppe mit dem alleinstehenden Baum“. (Heritsch.) Zwischen Pegmatitgneis und Amphibolit.

Aeußerlich finden sich Anklänge an den Bundscheckaugengneis.

U. d. M. wird dies sehr deutlich.

Quarz bildet Ströme verzahnter Körner, oft mit welliger Auslöschung.

Sehr merkwürdig ist das Verhältnis der Feldspäte, welche in bauchigen Flaschen auftreten. Die Mitte solcher Flaschen besteht oft aus ziemlich stark kaolinisierten, pflasterig angeordneten Körnern. Andere Stellen dieser Flaschen, oft ihre Enden, bestehen aus einheitlichem Schachbrett-Plagioklas mit reichlichem Sillimanit. Beide Plagioklase gehören zu Albit-Oligoklas. Das Bild der kaolini-

sierten Plagioklaskörner erinnert sehr an jenes, welches Sander aus einem Granitgneis von Inzing im Inntal gegeben hat. (Sander: Beiträge aus den Zentralalpen zur Deutung des Gesteinsgefüges, Jahrb. d. Geol. Reichsanstalt 1914, Hft. 4, Bd. 64, Abbildg. 6.) Hier wie dort hat man das Bild „körnigen Zerfalls der Feldspäte“ (Ohnesorge). Das Verhältnis von Plagioklas zu Orthoklas ist so wie bei Nr. 39. Die noch auftretenden Flaschen von Granat gemengt mit Muskowit und Meroxen, in welchen auch manchmal Sillimanit zu finden ist, erinnern an Verhältnisse, wie sie in später zu besprechenden Cordieritgneis-Diaphtoriten herrschen. Damit wäre ein Uebergang zu letzteren gegeben.

Nach dem über die Sillimanitgneise mit dem Haupttypus Bundschuh Gesagten einerseits und der Analogie mit den Porphyroblasten erzeugenden Pegmatitgneisen anderseits darf man wohl auch hier annehmen, daß Auflötung die Ursache der Neubildung großer Orthoklase und Schachbrettplagioklase ist. Hält man sich ferner vor Augen, daß im gleichen Schliffe sowohl Kaolinit im Plagioklas (an nicht aufgelöteten Stellen als auch Sillimanit im Plagioklas (an aufgelöteten Stellen) vorkommt, so bleibt kaum etwas anderes übrig, als den Sillimanit als Auflötungsprodukt des Kaolinits anzusehen. Daß gleichzeitig auch das Quarzgefüge Verzahnung zeigt, weist darauf hin, daß es bei der Umkristallisation in ganz bedeutendem Maße mitgehalten hat. Zweifellos sind die Bundscheckgneise, worunter man im weiteren Sinne die Nr. 39—43 zusammenfassen kann letzten Endes Bildungen der Tiefe.

Nr. 43 a. Sillimanitgneis, Wölkerkogel, Stub.

Hangendes von Nr. 45. Kamm gegen P. 1653 zu.

Das Handstück zeigt einen sehr feinkörnigen Gneis an. Mit Ausnahme von Glimmerschüppchen, beziehungsweise mitunter Glimmerblättchen ist makroskopisch nichts zu unterscheiden. Der körnige Anteil ist zu fein dazu. Nur größere Glimmerschüppchen sind Muskowit, die übrigen Meroxene.

U. d. M. beobachtet man klare Scheidung in zwei Gesellschaften: 1. Quarz in Form von Trümmerströmen, sehr wenig Meroxen eingestreut. 2. Plagioklas, reichlich durchspickt mit Sillimanitsäulchen, ferner Meroxen in Form von Fetzchen und Schüppchen, endlich spärlichen, selten größeren, blaßrosa Granat mit feinem opakem s_i, letzteres sehr steil zur Schieferungsrichtung sowie Apatit und kleine Muskowite als Einschlüsse im Feldspat, in letzterem orientiert. Die Sillimanitsäulchen folgen keiner besonderen Richtung. Doch sind sie in Schachbrett-Plagioklasen oft nach den Spaltrissen oder den Zwillingslamellen eingewachsen. Sie besitzen, wie überall in den Sillimanitgneisen, bedeutendere Größe, wie zum Beispiel in den Kränzchengneisen.

Während die Schieferung dadurch betont erscheint, daß die genannten zwei Gesellschaften getrennte Lagen oder lange Flaschen bilden, sind innerhalb derselben also die Gemengteile nicht durchaus in die Schieferungsrichtung eingestellt. Vielleicht infolge der Ebenschiefrigkeit, die eine solche Einstellung weniger verlangt als wie Fältelung.

b) Cordieritgneise und deren Diaphtorite.

Nr. 44. Cordieritgneis der Almhausgegend.

Fundort: Stubalpe, Altes Almhaus—Brandkogel, Südgehänge, unterhalb der auffallenden Felsgruppe.

Das erste Stück dieses Gesteins erhielt ich anläßlich des Pfingstausfluges 1918 in dieses Gebiet von Herrn Assistenten am geol. Institut der Univ. Graz, Wilfried v. Teppner, dem es wegen der großen Granaten auffiel, und wir hielten es im Feld für einen Granatglimmerschiefer. Die Handstücke sind recht mißfarbig. In grauer, schiefriger, durch kleine Glimmerschüppchen etwas flittriger Hauptmasse gibt es zahlreiche, große Granaten. Das Innere ihrer $2—2^1/_2$ *cm* großen Rhombendodekaeder besitzt lebhafte, pyroprote Farbe, meist mit merklich gelbem Stich. Die Rinde erscheint rostrot, zerfetzt. Ausgewitterte Granaten hinterlassen Rostgruben. Die Größe dieses Minerals ist indes nicht konstant. Es sind auch ebensolche Granaten in einer Ausdehnung von bloß $^1/_3—^1/_2$ *cm* zahlreich zu sehen. In die Schieferungsfläche wirr eingelagert beobachtet man schwarze oder graue, bis 3 *cm* lange stenglige Individuen mit sechsseitigem Querschnitt, Längsspaltung und Absonderung ⊥ zur Länge, und aus der Tiefe kommenden, stahlblauen Schimmer: Cordierit, wie auch die optische Prüfung ergab. Dunkle Glimmer und Turmalin sind mit freiem Auge nicht zu sehen.

U. d. M. fällt zunächst der Mangel an Quarz auf.

Orthoklas und Plagioklas verstecken sich in Umsetzungsprodukten und weisen reichlich Sillimanit auf.

Als einen Hauptgemengteil sehen wir Cordierit vor uns. Er besitzt Stengel oder Säulenform. Die Spaltung nach 010 ist gut sichtbar, ebenso die Absonderung nach 001. Abgetrennte Splitter zeigten gerade Auslöschung. Im Schliff ließ sich folgendes ermitteln: 1. Mittellinie negativ; Achsenebene ⊥ zu den Spaltrissen nach 010. Pleochroismus: blaßblau, hell zitronengelb, zart grau. Die blaßblauen Töne erscheinen deutlich nur in dickeren Splittern. Alle Individuen erscheinen stark durchstäubt mit Graphit, nicht selten in sechsseitigen Täfelchen mit auffallend verschiedener Dichtigkeit in verschiedenen Richtungen und in langen ‖ Reihen nach *c* angeordnet.

Dieselbe Durchstäubung besitzt auch der ziemlich häufig auftretende Meroxen mit seinem Pleochroismus von fast weiß oder gelblichweiß nach dunkelkupferrot, Basis sienarot. Seine Individuen sind ziemlich groß.

Daneben tritt Muskovit auf. Gemeinsam mit Meroxen erscheint er auch als Verdränger des Cordierites.

Granat, im Schliff hellrot und einschlußreich, erscheint gern in Gesellschaft des Meroxens.

Turmalin, häufig, in hemimorphen Säulchen, die gleichgerichtet sind und ziemliche Größe erreichen, zeigt einen Pleochroismus von hellgelb nach dunkelbraun.

Rutil ist durch das ganze Gestein durch verteilt. Einschlüsse mit pleochroitischen Höfen in Meroxen und Cordierit sind auch zu beobachten und stechen sehr ins Auge.

Einer Ausmessung war dieser Schliff nicht günstig. Aus der Beschreibung aber ergibt sich der Gesteinscharakter ohne Zweifel: Cordieritgneis in typischer Ausbildung.

Nr. 45. Pinitgranatgneis vom Wölkerkogel.

Fundort: Kamm vom Wölkerkogel nach S zum Punkt 1653, nach dem Granitgneis Nr. 1, also dessen Hangendes.

Das etwas heller gefärbte, rostbraune Gestein enthält eine solche Menge großer, gelbroter bis rotbrauner Granaten, daß darin ein Unterschied gegenüber Nr. 44 erblickt werden darf, den ich im Namen zum Ausdruck verhelfen wollte. Seltener gewahrt man weiße Putzen von der Größe des Granates, nach dem Pulverpräparat Ortho- und Plagioklas (Oligoklas-Albit). Das Grundgewebe aber ist ein Gemenge grobschuppiger Glimmer, wie in Nr. 47, nur hier durch Limonit rostfarbig.

Nr. 46. Kontaktstück: Disthenfels in einer Quarzlage.

Südwestflanke des Wölkerkogels.

Fundort: Von der Quelle bei P. 1634 führt in südwestlicher Richtung ein Weg gegen die Wölkerhütte. Dort fanden wir im Oktober 1918 dieses interessante Handstück.

Eine hellgraue, apophysenartige Quarzmasse umschließt Schollen eines körnigen, stellenweise hellblauen Mineralgemenges von grauer Gesamtfarbe. Die Schollen sind vollkommen unregelmäßig umrissen. Ihre Gestalt ist im allgemeinen flach linsenförmig.

Bei der Untersuchung von Pulver und Spaltstücken konnte ich einzig nur Disthen feststellen und unterließ daher das Schleifen. An einer Stelle findet sich ein einziger, erbsengroßer, gelbbrauner Granat im Handstück, außerhalb der grauen Disthenscholle.

Der Disthen zeigt überall die Spaltfläche M mit hellem Glasglanz. Mit dem Messer kann man leicht Prismen, von M und T begrenzt, loslösen. U. d. M. zeigen Spaltblättchen nach M die Risse nach T (010). Man sieht die erste negative Mittellinie und einen großen Teil des Achsenbildes. Der Achsenaustritt liegt schon nicht mehr im Gesichtsfeld. Die Spaltblättchen sind zum Teil farblos, zum Teil fleckig blau. Mit freiem Auge blaß berlinerblau, im Pleochroismus nimmt man violette Töne wahr. Sehr häufig sind die Blättchen mit opaker, krümmeliger Substanz erfüllt. (Graphit oder ähnliches.)

Am Rand der Disthenschollen verschwindet die dunkle Färbung völlig. Dort sind die Individuen farblos oder hellblau, so daß sich zwischen Quarz und die graue Scholle eine reine Zone einschiebt.

Das Auftreten dieser Bildung in der Nähe der Cordieritgesteine, beziehungsweise deren Diaphtorite einerseits, die rein örtliche Bedeutung anderseits veranlassen mich, diese Bildung hier, bei den Cordieritgneisen einzuschalten, und sie als eine besondere Begleiterscheinung im Gebiet der Cordieritgneise zu bewerten. Daher scheint mir auch der Name Disthenfels am besten entsprechend. Selbständiger Gesteinscharakter kommt der Bildung nicht zu.

Nr. 47. Cordieritgneisdiaphtorit (Pinitgneis) Wölkerkogel West.

Fundort: Kammeinsenkung zwischen Wölker- und Schwarzkogel. Ueber der Quelle bei P. 1634. Niedere Felsgruppen.

Dieses schöne Gestein zeigt in einem hellgrünlichen bis gelblichen glitzernden Grundgewebe aus Glimmern und Chlorit zahlreiche große, pyroprote Granaten und macht mit seiner lepidoblastischen Struktur und dem Mangel an körnigen Gemengteilen mit Ausnahme eben von Granat und etwas Feldspat sowie auch dadurch, daß das Glimmergewebe klein und wirrschuppig, nicht schiefrig ist, schon äußerlich nicht den Eindruck eines Glimmerschiefers, an den man zunächst denken müßte.

U. d. M. fallen sogleich die großen, gelbroten Granatschnitte auf, welche nicht skelettisch entwickelt sind, zahlreiche winzige, durchsichtige Einschlüsse enthalten und goldgelbe kleine Rutile als Gast beherbergen.

Der nächst bedeutende Anteil entfällt auf Muskovit. Er bildet ein Gewirr ziemlich großer, klarer Scheite, enthält auch Rutil, makroskopisch sind seine stark glänzenden Täfelchen gelblich gefärbt — Meroxen mit dem Pleochroismus sattgelb — schwarz ist weniger häufig als der stark pleochroitische, saftgrüne (makroskopisch schwarzgrüne) Chlorit.

Zart zwillingsgestreifter Plagioklas tritt in einzelnen Putzen auf und enthält vereinzelt Sillimanitnädelchen. Er ist übrigens stellenweise kaolinisiert. — Schwarzes Erz geht oft, besonders in den Granat hinein, in Rutil über.

Im Zusammenhang mit den übrigen Gesteinen dieser Gruppe betrachtet, ergibt sich der Diaphtoritcharakter von Nr. 47. Nach Garreis läge die als Prasiolith zu bezeichnende Umwandlung des Cordierites vor. Das Ursprungsgestein muß sehr cordieritreich gewesen sein.

Nr. 47a. Pinitgneis, Wölkerkogel West.

Fundort wie beim vorigen.

Von Nr. 47 nur wenig verschieden. Deutlich geschiefert. Granat dunkler, aber von gleicher Größe und Verteilung. Etwas mehr weiße körnige Substanz läßt auf höheren Feldspatgehalt schließen. Die reichlichere Beimengung graugrüner Schuppen auf höheren Anteil von Chlorit.

Zu betonen finde ich, daß die äußere Aehnlichkeit mit Nr. 47 so groß ist, daß man sofort die Zuteilung zur selben Gruppe vorzunehmen Anlaß hat.

Nr. 47b. Cordieritgneis in Diaphtorese, Schwarzkogel.

Fundort: Abhang des Schwarzkogels gegen die lange Tratten.

Das Handstück zeigt unvollkommene Diaphtorese. Man bemerkt noch graue Cordieritstengel und es sind noch viel weiße, körnige

Gemengteile — Feldspat — vorhanden. Granat wie schon beschrieben. Der Fels zeigt bedeutende Anwitterung und daher Rostflecken. Gesamtfarbe hellgelbbraun, heller Glimmer verursacht Glitzern auf relativ frischeren Flächen. Textur schiefrig-flaserig.

Nr. 47 c. Cordieritgneis in Diaphtorese, Wegteilung—Almhaus.

Fundort: Am Wege, hangend vom Pegmatit *c*, über Amphibolit.

Entspricht in Erhaltungszustand und sonstigen Eigenschaften sehr nahe Nr. 44.

Nr. 47 d. Cordieritgneisdiaphtorit, Stub.

Fundort: Sommerlanger Zaun, Hohlweg beim Hirschenwirt.

Das Handstück, welches stark lepidoblastische Textur aufweist, besitzt schwarzgraue Lassen körnigen Materials, welche von Lagen mit überwiegendem, grobschuppigem hellem Glimmer getrennt werden. Mit den Glimmerschiefern des Gebietes ist er nicht zu verwechseln.

U. d. M. beobachtet man nur sehr wenig Quarz, dagegen sillimanitdurchfilzte Plagioklase, Skelett-Granat, Meroxene mit roten Farbtönen, Muskowit in größeren Individuen mit Biegung sowie in Form serizitischer Anhäufungen (Flaschen), auch Sillimanitanhäufungen, graphitische Substanzen.

Die Art des Auftretens größerer Flaschen aus kleinen Glimmern oder aus solchen, vermischt mit Sillimanit, gibt im Zusammenhang mit früher betrachteten Gruppenvertretern Anlaß, darin Umbildungen aus Cordierit zu sehen.

Nr. 47 e. Cordieritgneisdiaphtorit, Stub.

Fundort: Wegteilung—Almhaus. Ueber Marmor γ.

Hauptbruch hellgelb, Querbruch hellgrün, aus feinen Lagen aufgebaut, zwischen welche Quarzlagen apophysenartig, bald auskeilend, eindringen.

Dieses Gestein zeigt wenig Glimmer, dagegen wechseln körnige, bis papierdünne Lagen dunkelgrauen und weißen Materials ab.

Mikroskopisch betrachtet, wäre das Bild ungefähr so wie in 49, 52 und 53.

Anläßlich der Konstatierung der Cordieritgneise im Stubalpengebiete möchte ich mir gestatten, darauf hinzuweisen, daß es auch im Grazer Kristallin solche gibt. Die betreffenden Gesteine gingen bis jetzt unter dem Namen Granatenglimmerschiefer. Ihre äußere Aehnlichkeit mit den Cordieritgneisen der Almhausumgebnng fiel mir auf, als ich die letzteren gesehen hatte. Heritsch war so liebenswürdig, mir Vergleichsschliffe aus dem Grazer Kristallin zu überlassen, wobei sich die Tatsache herausstellte, daß zum Beispiel der „Granatenglimmerschiefer“ vom Rinegg-Rücken (Heritsch, Schliff Nr. 520) graphitdurchstäubten, typischen Cordierit, Granat und pinitische Pseudomorphosen nach Cordierit enthält, nebenbei nur

akzessorisch auch Quarz. Bei Durchsicht anderer Schliffe ergaben sich Analogien auch zu den Bundscheckgneisen. Durch diese Wahrnehmungen veranlaßt, wollen wir beide, Heritsch und ich, das Grazer Kristallin in absehbarer Zeit einer neuerlichen Durcharbeitung und Aufnahme unterziehen. Diese Zeilen mögen Besitzer von Aufsammlungen aus dem Grazer Gebiet darauf aufmerksam machen, daß sich unter den älteren Bezeichnungen Granatglimmerschiefer und Glimmerschiefer andere Gesteine verbergen können.

c) Mylonite der Cordieritgneise, beziehungsweise Pinitgneise.

Diese kleine Gruppe von Vorkommnissen muß hier schon wegen des Zusammenhanges mit den Cordieritgneisen sowie deshalb, weil sie sich als Bildungen der gleichen Zone zu erkennen geben, eingestellt werden. Auf den Mylonitcharakter möchte ich nun auch gleich hinweisen: Die beschriebenen Cordieritgneise und Pinitgneise sind quarzfreie oder nahezu quarzfreie Gesteine. Nun tauchen in unserem Gebiet zonenweise und im großen und ganzen mit geringer Mächtigkeit Gesteine auf, die viel Quarz enthalten und eine auffallende Knetstruktur besitzen, also auch schon äußerlich von den typischen Cordieritgneisen abweichen. Da solche Verknetungen auch zwischen Gliedern anderer Gruppen festgestellt wurden, wäre auch eine Gesamtbesprechung der Mylonite unseres Gebietes möglich. Dadurch aber würde die Beschreibung dieser Gruppe so weit von den Cordieritgneisen abgerückt werden müssen, daß mir dies nicht empfehlenswert vorkommt.

Nr. 48. Mylonit: Cordieritgneis + Glimmerquarzit, Almhausgegend.

Fundort: Profil Altes Almhaus—Brandkogel, Kammrücken.

Das Handstück, welches dünnplatige, aber unebene Spaltung zeigt, läßt in Quer- und Längsbruch, besonders auf durch die Schneidemaschine hergestellten Flächen, zwei gesonderte, in der Mächtigkeit schwankende Bestandelemente erkennen: Eine hellgelbe Masse mit größerem Granat einerseits und eine weißliche bis rauchgraue, gekörnelte Masse anderseits.

Auch hier dürfte man zunächst geneigt sein, einen Glimmerschiefer besonderer Art anzunehmen. U. d. M. fallen die großen Granaten durch ihre geradezu absonderliche, skelettische Ausbildung auf. Sie besitzen ein sehr zartes s_i (Sander) in Gestalt von Punktreihen ‖ zur Schieferungsrichtung, so wie diese wellig verlaufend, bei stärkster Vergrößerung scheinen diese Pünktchen Kugeln von starker Lichtbrechung zu sein, bei schwächerer Vergrößerung sind sie undurchsichtig. Möglich, daß die vermeintliche Lichtbrechung nur durch Reflexion vorgetäuscht wird. In diesem Falle dürfte man an graphitische oder schungitische Substanz denken.

Von den Glimmern überragt bedeutend der Muskowit, welcher zum Teil in serizitischer Entwicklung auftritt. Der Meroxen, welcher einesteils fein schuppig, anderenteils in größeren Individuen auftritt,

besitzt die schon oft hervorgehobenen roten Farbtöne. Die größeren Xenoblasten überdies dasselbe *si* wie Granat und dieses setzt auch dann unverlegt durch die Meroxene, wenn dieselben quer stehen.

Cordierit ist mit denselben Eigenschaften wie in dem typischen Cordieritgneis anzutreffen. Häufig sieht man an seiner Stelle ein Gemenge feiner serizitischer Schüppchen mit wenig Meroxen; dieses Gemenge zeigt keine Erhaltung der Cordieritspaltung, doch kann die Abkunft vom Cordierit durch Lagebeziehungen nachgewiesen werden. Im Sinne von Garreiß wäre diese Pseudomorphose als Pinit anzusprechen und nach Becke daran Diaphtorese zu erkennen. Ein Großteil von Serizit scheint aus Feldspäten hervorgegangen zu sein, von welchen aber keine frischen Reste gefunden werden konnten, mit Ausnahme von geringen Mengen unbestimmbaren Plagioklases. Sillimanit beteiligt sich ebenfalls am Aufbau. Quarz bildet meist verzahnte Körner, stellenweise gehäuft zu Knoten, meist lange Ströme.

Die Ausmessung ergab:

	Prozente
Quarz	40·0
Muskowit u. Serizit	25·7
Plagioklas . . .	1·1
Meroxen	9·3
Granat	14·0
Cordierit	8·0
Opake Substanz .	1·9
	100·0

Zu erwähnen wäre auch, daß Cordierit als Einschluß in Granat vorkommt, wo er die Löcher von dessen Skelett ausfüllt.

Leicht bemerkbar ist die Trennung in zwei Gesellschaften:

1. Quarz, wenig Meroxen in Fetzchen oder Schüppchen, wenig opake Substanz, vielleicht Erz, spärlich kleine Granaten, ohne s_i. Diese Gesellschaft bildet Ströme wechselnder Mächtigkeit, in denen die zweite Gesellschaft in Form länglicher Inseln liegt. Der Zusammensetzung nach entspricht sie den Glimmerquarziten, die im Kapitel „Glimmerschiefer" beschrieben werden.

2. Cordierit, Granat, Meroxen, diese drei mit s_i, Pinit, Muskowit, Plagioklas, Sillimanit, viel opake Substanz, stellenweise gehäuft. Diese Gesellschaft entspricht dem Cordieritgneis in teilweiser Diaphtorese. Die Grenze gegen die erste Gesellschaft verläuft zackig.

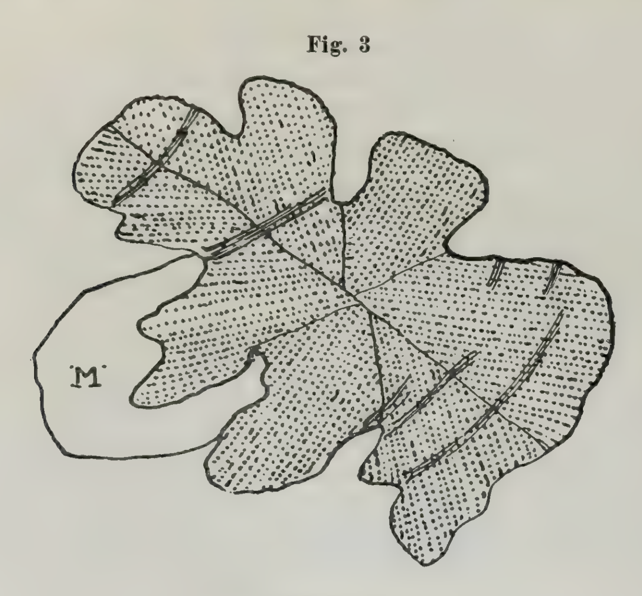
Daraus möchte ich schließen, daß eine Verknetung eines Cordieritgneises mit einem Glimmerquarzit vorliegt. Die Struktur scheint mir ein Typus einer Knetstruktur zu sein.

Nr. 49. Mylonit: Cordieritgneis + Glimmerquarzit.

Fundort: Verfolgt man den Zug, aus welchem Nr. 48 stammt, in das Nordgehänge des Brandkogels hinein, so kommt man an den Weg Soldatenhaus — Wegteilung Gaberl. Von dieser Stelle stammt Nr. 49.

Aeußerlich gleicht das Handstück Nr. 48. Auch unter dem Mikroskop ist das Bild dem vorigen sehr ähnlich, bloß haben sich die Verhältnisse mehr zuungunsten des Cordierites verschoben, weil die Diaphtorese weiter vorgeschritten ist.

Fig. 3



Granat mit *si*.

Ergebnis der Ausmessung:

	Prozente
Quarz	39·2
Meroxen	14·4
Serizit u. Muskowit	23·0
Granat	19·0
Cordierit	0·8
Opake Substanz etc.	3·6
	100·0

Besonders reizvoll ist hier die Anordnung des s_i, das übrigens gleiche Natur mit jenem von Nr. 48 hat, in den großen Granaten, siehe Figur Nr. 3.

Diese Granatschnitte zeigen, ohne optische Anomalien aufzuweisen, eine ausgeprägte Felderteilung, die durch die in gewissem Sinne radiäre Anordnung der feinen Einschlußreihen noch betont wird. Der Granat in Fig. 3 scheint ein Meroxenindividuum durchwachsen zu haben. Das s_i ist gegenüber dem aus Nr. 48 in komplizierter Weise verlegt worden.

Nr. 50. Mylonit: Pinitgneis + Glimmerquarzit.

Fundort: Profil Wölkerkogel — P. 1653, zwischen hangendstem Marmorzug im Kamm und P. 1653.

Das äußere Bild entspricht ganz den vorher beschriebenen Nummern. Als bemerkerswert ist nur die etwas stärkere Limonitführung anzugeben.

U. d. M. sieht man das Durchgreifen der Diaphthorese. Serizit, feinschuppiger Muskowit, ebensolcher Meroxen und Granat, dessen Löcher Serizitmassen führen, bilden Flaschen, die von Zahnquarz in 4—6 *mm* mächtigen auswitternden Armen umschlossen werden. Das Bild erinnert sogleich an die früher besprochenen diaphtoritischen Mylonite.

Zu betonen finde ich, daß die Vollendung der Diaphthorese Hand in Hand geht mit der Größe der Zahnquarze, bzw. mit der Innigkeit der Verzahnung. Dadurch scheint angedeutet zu sein, daß hier die Umsetzung der Feldspate in Serizit sowie die des Cordierits in Pinit keine Verwitterungserscheinung ist, sondern eine Umsetzung aus der oberen Zone, also ein Prozeß, dessen Reaktionen in das Kapitel der schiefererzeugenden Reaktionen gehört.

Als Verwitterungserscheinung wäre der Baueritisierung zu gedenken, deren Spuren: Bleichung, Limonitabscheidung deutlich zu erkennen sind.

Nr. 51. Mylonit: Pinitgneis + Glimmerquarzit vom Wölkerkogel P. 1653.

Fundort: In der Nähe von P. 1653 zwischen Ochsenstand und Wölkerkogel.

Das Aeußere wie früher, nur ist die Beteiligung von Granat stärker.

Von allen Mineralien weist nur der große, verhälnismäßig kräftig rosafarbige Granat mit dem charakteristischen s_i hin zu den Nummern 48 etc.; dieser Umstand im Verein mit den übereinstimmenden Struktur- und Texturverhältnissen veranlaßt die Einstellung zu den Corderit-(Pinit-)gneismyloniten. Wenn man dieses Gestein allein vor sich sähe, ohne die in unserem Gebiet in so schöner Reihe vorhandenen Uebergänge, so würde man bezüglich der Klassifikation der beiden letzten Nummern sehr in Verlegenheit sein und in ihnen eine eigentümliche Abart der Glimmerschiefer vermuten, was, wenn man nur den Mineralbestand ins Auge faßt, auch Berechtigung hätte.

In den quarzumschlossenen Flaschen beobachtet man wieder Serizit, Muskowit, weitgehend baueritisierten Meroxen. Von Feldspat sind nur geringe Reste zu sehen, Cordierit ist verschwunden.

Bei 310fache Vergrößerung lösen sich die Granateinschlüsse auf in opake Substanz, Meroxen und Quarz. Die Granatkörneranhäufungen findet man stets an Stellen, wo auch Meroxen angestaut ist, der Habitus der Granaten erinnert stark an Granulitgranaten.

Meroxen mit den schon oft betonten siena- und kupferroten Farbtönen erscheint in Fetzchenaggregaten, welche die ehemalige

Zusammengehörigkeit zu größeren Individuen ahnen lassen. Eine Isolierung zu näherer optischer Untersuchung war unmöglich.

Der Pleochroismus der winzigen, aber häufigen Turmaline ist hellgelb nach graubraun. — Gelbe bis gelbbraune Körner, der Brechung und Farbe nach Staurolith, sind ebenfalls nicht selten.

Die Ausmessung ergab:

	Prozente
Feldspat u. Serizit	40·5
Granat	26·5
Quarz	23·0
Meroxen	10·0
	100·0

Eine Trennung von Feldspat und Serizit war zu langwierig und ihr Ergebnis zu unwesentlich, als daß sie hatte durchgeführt werden müssen, da ja das Verhältnis in Worten angegeben wurde, besteht durch die Zusammenziehung kein Mangel.

Was die systematische Stellung dieses Gesteins anbelangt, so weist der Staurolith in die tiefste Stufe. Die Serizitisierung, bzw. Pinitisierung zeigt den Diaphthoritcharakter an.

Nr. 52. Mylonit: Pinitgneis + quarzitisches Gestein?

Fundort: Almhauskopf, Gipfel. Liegendes von n./14.

Kennt man bereits die Handstücke der früher beschriebenen Mylonite dieses Kapitels, so ist man nicht im Zweifel, wo dieses Gestein einzureihen ist. Die flaserig-schiefrige Textur, das glasharte Glitzern der Muskowite, die immer wieder auftauchenden Rostflecken auf dem Hauptbruch sind zusammengefaßt Merkmale, welche teils an den schönen Diaphtorit Nr. 47, teils an den Mylonit Nr. 48 erinnern. Auch die Stellung im Schichtsystem spricht für die Zugehörigkeit zur Gruppe Cordieritgesteine, bzw. deren Diaphtorite.

Der sehr blaßfärbige und nicht große, äußerlich ganz unauffällige Granat ist skelettartig entwickelt, stark gestreckt in *s*, aber außerdem auch zertrümmert! Er enthält als *si* zum Teil opake Substanz, zum Teil auch lange dünne Nadeln, wohl Sillimanit, farblos, durchsichtig. Sillimanitnadeln und lockere Büscheln beobachtet man aber auch in den kleinen, klaren Plagio- und Orthoklastrümmern. Sehr selten sind kleine Cordieritrestchen, am Pleochroismus kenntlich, an Granat anschließend, zu sehen. Meroxen, hellrotgelb, ganz zerfetzt, besitzt den eigentümlichen Pleochroismus farblos-kupferrot. Teilweise bildet er kleine, kristallographisch umgrenzte Einschlüsse in Quarz. Muskowit, zum Teil mit Meroxen zu Flaschen vereint, zum Teil selbständige Scheite, bzw. Blätter bildend, ist sehr häufig. Ueber den Schliff gleichmäßig gesiebt, tauchen kleine goldgelbe Rutile auf. Pleochroitische Höfe um dieses Mineral in Meroxen sind häufig.

Etwas Erz und spärlicher, braun-hellgelb pleochroitischer Turmalin ergänzen das Bild, in welchem Quarzlagen-Flasern-Arme eine viel bedeutendere Rolle spielen, als in den vorher beschriebenen

Nummern. Limonitbildung ist allenthalben zu beobachten. Die ganze Struktur stark kataklastisch.

Abgesehen davon, daß Cordieritreste und Rutil sowie Sillimanit die Zugehörigkeit kennzeichnen, ist die Struktur eine wesentlich andere wie in den Glimmerschiefern. Ueber die allgemeine Berechtigung der Abtrennung solcher Gesteine von letztgenannter Gruppe wird noch später die Rede sein.

Nr. 53. Mylonit: quarzitisches Gestein (Apophyse?) + Pinitgneis (Diaphtorit).

Fundort: Almhauskopf, Liegendes der sauren, granatreichen Lage.

Am Querbruch ist dieses Gestein so reich an Quarzlagen, daß man es da als quarzitisch bezeichnen möchte. Sonst ist es Nr. 52 sehr ähnlich und stellt wohl einen Uebergang zu einem Quarzit oder in eine saure Lage hinein dar. Der Mineralbestand ist der von Nr. 52, jedoch kein Cordierit. Der Quarz ist zum Teil Trümmerquarz, zum Teil granoblastisch.

Da in der Nähe, unmittelbar neben der sauren Lage auch ein Quarzit ansteht, ist die Annahme nicht von der Hand zu weisen, daß es sich um einen Mylonit aus reichlichem quarzitischem Material und wenig Pinitgneismaterial handelt. Der allmähliche Uebergang in die saure Lage (in der Natur) mag die Folge einer Injektion sein. Im Schliffe wäre die Trennung des injizierten und des injizierenden Materials nicht nachweisbar.

Gerade an dieser Stelle der Abhandlung bin ich mir wohl bewußt, daß die Versuchung groß ist, Diaphtorite und Mylonite zu sehen, auch wo solche sehr zweifelhaft sein könnten. Nach Ueberprüfung der Anhaltspunkte bin ich jedoch der Meinung, hier keine Gesteine eingereiht zu haben, welche ich leichter wo anders hätte unterbringen können.

d) Feingneise-Typus der Roßbachkogelserie (Gleinalmgebiet).

Nr. 54. Feinflaseriger Gneis der Roßbachkogelserie (Granatgneis).

Fundort: Weg Gleinalmhaus—Brendlstall.

Das Handstück zeigt am Hauptbruch eine zarte graue Flammung auf weißem Grund. Durch Vergleich mit Haupt-, Quer- und Längsbruch sieht man, daß die Flammung von linsenförmigen Mineralaggregaten von etwa 5 *mm* Durchmesser und 2—3 *mm* Dicke herrührt. Die Textur erscheint flaserig-schiefrig, das Gefüge feinstkörnig.

U. d. M. gewahrt man, daß die weiße Zwischenmasse zwischen den grauen Flasern aus Zahnquarz besteht, in dessen Gehege sich nur selten ein Glimmerschüppchen verirrt. Oft besitzt das Quarzgefüge die Gestalt von Kornflasern.

Die grauen Flasern enthalten über einem Grundgewebe von Feldspatresten und Serizit die Gesellschaft Granat, Meroxen, Turmalin, Staurolith.

An manchen Stellen gewahrt man körnigen Zerfall der Feldspäte, unter deren Resten man zwillingslamellierte, schalig gebaute und einfache Bruchstücke aus dem dichten Gewirr des Serizites hervorlugen sieht. Eine nähere Bestimmung ist bei der Kleinheit und bei dem Mangel an Quarz in den grauen Flasern ausgeschlossen. Serizit tritt in Form winziger farbloser Scheite in Menge auf. Er ist sehr gut individualisiert. Aus dem Serizitfeldspatgemenge hebt sich größerer Muskowit heraus.

Granat mit durchschnittlich $^1/_3$ *mm* Größe, sehr hell gefärbt, im Schnitt fast farblos, kommt in Rhombendodekaedern mit sehr einflußreichem Korn und reiner Rinde, stets zu Gruppen von je 5 bis 10 Invividuen vor.

Alles deutet in der Form auf Diaphtorese; es scheint durchaus nicht, als ob dieser kleinscheitige Serizit ein Produkt der Feldspäte wäre, obendrein sind die in seinem Maschenwerk festgehaltenen Feldspatbruchstücke ganz frisch. Die eigenartige Gruppierung der kleinen Granaten bietet mir keinen Anhaltspunkt. Die Teilung des Mineralbestandes in Qarz einerseits und die übrige Gesellschaft anderseits, weist auf ein ähnliches Muttergestein wie die Bundscheckgneise.

Der Name Granatgneis erscheint wegen der äußeren Unauffälligkeit der Granaten nicht ganz angebracht, wenn auch relativ vielleicht noch am besten geeignet. Die Paragneisnatur allein scheint sicher.

Nr. 55. Feinschuppiger Gneis der Roßbachkogelserie. (Granatgneis.)

Fundort wie beim Vorigen.

Textur ebenschiefrig, feinst lepidoblastisch. Farbe rötlichgrau, schimmernd. In Abständen von 3—5 *cm* gewahrt man Quarzlinsen, sehr flach, etwa 2 *cm* lang und breit, maximale Dicke etwa 3 *mm*, sowie zahlreiche 1 *mm* große orangerote Granaten.

U. d. M. zeigt sich das schuppige Gefüge sehr schön. Hin und wieder tauchen die Schnitte der obenerwähnten Quarzlinsen auf. Sie bestehen aus Pflockreihen von 5—8 Körnern. Außerdem gibt es Quarzkörnchen, die in das schuppige Grundgewebe spärlich und einzeln eingestreut erscheinen.

Meroxen in kleinen Fetzchen, nicht in Scheiben, besitzt den auffallenden Pleochroismus von fast farblos nach tiefschwarz. Die Basis besitzt einen Mischton aus Sepia und Siena. Nur vereinzelt kommen auch Scheite vor.

Muskowit bildet zahlreiche, helle Scheitchen, gut in *s* eingestellt, gleichmäßig durch die Meroxenmasse hindurch verteilt.

Granat, schwach gelblichrot, vereinzelt, aber auch in Aggregaten verwachsender Einzelkörner, nicht sichtlich oblong, nicht skelettartig, meist nur 0·2—0·5 *mm* im Durchmesser, häufig auch 1 *mm*, enthält Quarz und Meroxen als Einschluß, besitzt oft, besonders wenn er mit scheitförmigem Meroxen vereint ist, einen trüben Kern. Durch Meroxen und Granat hindurch setzt unverlegtes, unauflösbares opakes *si* (Graphit, Schungit?).

Wenn auch makroskopisch keinerlei Aehnlichkeit mit einem Phyllit besteht, so vermittelt das mikroskopische Bild derart zwischen Nr. 52 und der Gruppe der Serizitphyllite etc., daß dadurch die Stellung von beiden Gesteinen sehr geklärt wird.

Hier speziell handelt es sich um tiefere Bildungen der oberen Tiefenstufe nach Becke, bzw. um Uebergänge der obersten und mittleren Stufe Grubenmanns.

Nr. 56. Mesotonerdesilikatgneis Wegteilung S, Stub.

Fundort: Region unmittelbar südlich der Wegteilung am Wege Gaberl—Almhaus, bzw. Soldatenhaus, im Liegenden der Quarzite, noch vor dem Eintritt in den Wald.

Das Handstück schaut einem Tonschiefer, auch einem dunklen Phyllit ähnlich. Farbe beinahe schwarz, Gefüge dicht, Textur ebenschiefrig.

U. d. M. beobachtet man kurze Linsen oder auch Stränge von kleinen gut verzahnten Quarzkörnchen, eingebettet in eine weiche schmiegsame Masse aus ganz in Fetzchen aufgelöstem sienafarbigem Meroxen, viel graphitischen Krümmelchen und serizitisch fein gebauten Glimmermassen sowie feinen Nädelchen, Nadelbüscheln und Filzen. Granat fehlt ganz. Da es bei der Kleinheit der Individuen sehr schwer festzustellen ist, ob nicht auch etwa Kaolin in Schüppchen vorkommt und ob die obenerwähnten Nädelchen alle etwa zum Sillimanite zu zählen sind, der ganze Charakter auch von den übrigen Tonerdesilikatgneisen stark abweicht, so muß diesem Gestein vorderhand eine eigene Stellung eingeräumt werden, was der Name Mesotonerdesilikatgneis ausdrücken soll, der auch meiner Vermutung Ausdruck geben soll, daß es sich um einen Vertreter einer etwas höheren Tiefenstufe als jener der Sillimanit- und Cordieritgneise handle, die hier beschrieben worden sind.

e) Serizitphyllite und Ottrelithphyllite.

Nr. 57. Serizitphyllit der Roßkogelserie.

Fundort: Westlich vom Ochsenkreuz über dem Brendlstall—Gleinalmgebiet findet man sehr bald am Kamm, vom Kreuz aus fortschreitend, einen etwa $1^1/_2$ *m* tiefen Wasserriß mit Aufschlüssen. Im Kontakt mit Marmor tritt dort das zu beschreibende Gestein auf.

Es besitzt helle, graubraune Färbung, scheint phyllitisch und feinst schuppig; man bemerkt $^1/_2$ Quadrat-Millimeter große dunkle Glimmerschüppchen und Lagen dunkelgrauer Färbung, welche sich aus Kalzit, Pyrit, Meroxen und nicht weiter erkennbaren feinschuppigen Massen aufbauen. Diese Lagen riechen stark tonig, das schuppige helle Hauptgestein dagegen nicht.

Das mikroskopische Bild enthält mehrere Besonderheiten: In einem feinschuppigen Serizitgewebe treten Meroxene förmlich als Porphyroblasten auf, welche die roten Farbtöne im Pleochroismus zeigen, bei sehr blaßgelber Farbe in c. Nicht selten gewahrt man auch einen kleinen Turmalin mit Pleochroismus von blaßgelb nach

braungrün. Sonst tauchen vereinzelt auf Pyrit und Roteisen, letzteres oft Pyrit umhüllend. Endlich erscheint das Gestein ganz durchschwärmt von kleinen Rutilen, deren Klarheit und goldgelbe Farbe vielfach erst bei stärkerer Vergrößerung sichtbar wird. Sie bilden ein durch alle Gemengteile, auch durch die größeren Meroxene durchsetzendes *s*.

Nr. 58. Ottrelithphyllit vom Almhauskopf, Stub.

Fundort: Almhauskopf, nördlich vom alten Almhaus, vor dem Gipfel. Liegendes der sauren Lagen Nr. 35, 36.

Handstücke grüngrau, dicht, phyllitisch, geziert mit blonden sechsseitigen Blättchen von geringer Dicke und großer Sprödigkeit. Sie liegen in 2–3 *cm* Abstand voneinander, spiegeln lebhaft, Durchmesser 5—7 *mm*.

Isolierte Blättchen ergaben $2e = 21^0$, erste Mittellinie positiv; Neigung derselben zur Basis etwa 15^0. Im Schliff sind die Blättchen schwach doppelbrechend, aber gut lichtbrechend. Pleochroismus hellgelb-farblos. Basis fast farblos. Demnach ist die Diagnose auf Ottrelith zu stellen.

Das Grundgewebe besteht aus Serizit in kleinen, wirr lagernden Scheiten.

Durch den massenhaften, aber in winzigen Individuen und Zwillingen vorkommenden, durch alle Gemengteile, besonders auch Ottrelith, unverlegt durchsetzenden Rutil, ist ein schönes Beispiel helizitischer Struktur herbeigeführt worden. Auch hier sind die Rutile so winzig, daß man sie nur bei stärkerer Vergrößerung studieren kann. Andere Mineralien enthält das Gestein nicht.

Seine Natur und Stellung ist ganz klar. Wir haben einen Vertreter der obersten Tiefenstufe vor uns. Mir scheint jedoch gerade hier ein völliger Abschluß der Untersuchung erst durch die chemische Analyse gegeben, denn es ist nicht unmöglich, daß unter den in der letzten Gesteinsreihe als „Serizit“ benannten Mineralien sich verschiedene Dinge bergen. Eine Aenderung in der systematischen Stellung ist freilich daher nicht zu erwarten, nur eine, freilich recht notwendige, genauere Klärung der genetischen Verhältnisse.

f) Fraglicher Zugehörigkeit.

Nr. 58a. Sillimanitführender sekundärer Gneis, Stub.

Fundort: Almhauskopf.

Grau, dünnplattig spaltend, schiefrig bis flaserig, relativ wenig Glimmer, ähnelt dieses Gestein einem stark ausgewalzten Bundscheckgneis. Eine Besonderheit erblicke ich im Auftreten von Sillimanitbüscheln auf den Fugen zwischen Feldspatkörnern, welches Auftreten stark an den Granitgneis Nr. 1 erinnert.

Rutil, Sillimanit, spärlicher Cordierit, skelettartiger, Sillimanit als einschlußführender Granat, wie er in den Cordieritgneisen zu Hause ist, reichlichen Plagioklas und Meroxen, graphitische Krümmelchen, auch Muskowit bilden Massen, in welchen Quarzlinsen und Bänder durchziehen.

Dies zeigt die Berechtigung der dem Gestein angewiesenen Stellung, wenngleich es sowohl von den Bundscheckgneisen, als auch von den Cordieritgneisen mancherlei Unterschiede zeigt.

Allgemeine Bemerkungen zu den Tonerdesilikatgneisen.

Das Verhältnis der Bundscheckgneise zu den Cordieritgneisen und deren Abkömmlingen.

Eine Vergleichung beider Gruppen führt zum Schlusse, daß hier zwei recht ungleichartige Glieder in eine Gruppe vereinigt wurden.

Das Material, aus dem die Sillimanitgneise unserer Gegend erzeugt worden sind, kann nichts anderes gewesen sein, wie ein vergruster Granit mit stark kaolinisierten Feldspäten. Welche Veränderung Granit, bzw. Granitgneis im Sinne der Vergneisung erleiden kann, ist im 1. Kapitel dargelegt worden: Daraus wird kein Sillimanitgneis. Wäre der Bundscheckgneis frisch eruptives Material mit sedimentärem gemischt, so müßten wohl andere Neubildungen auftreten, das Mengenverhältnis der Gemengteile müßte anders ausfallen, vor allem wäre die eigenartige Struktur nicht zu erklären. Der Grus muß unter Druck und durch Dämpfe umkristallisiert worden sein, dafür bietet die Struktur ja auch vorzügliche Anhaltspunkte. Für das Wirken von Dämpfen nach Stichflammenart spricht das Vorkommen von Feldspatflaschen im körnigen Zerfall und solcher mit Schachbrettalbit (Neubildung) sehr deutlich. (Daß dabei der Sillimanit zuerst auskristallisierte, ist begreiflich.) Damit unterscheiden sich allerdings unsere Sillimanitgneise von denen des Waldviertels (Beckes Fibrolithgneise).

Die Cordieritgneise haben ihren Ausgang von Gesteinen genommen, die wir in der Nähe der Tonschiefer suchen müssen. Ihre Kombination: Granat — Cordierit — Meroxen — Muskowit — Sillimanit — Feldspat — Quarz — Rutil ist von jener der Bundscheckgneise wohl von Grund aus verschieden. Bemerkenswert erscheint mir der Umstand, daß wir nebeneinander die Vertreter der verschiedenen Tiefenstufen und die Diaphtorite beobachten. Die Namengebung bringt Pinitgneise etc. Vielleicht ließe sich „Pinitgneis" etc. mit Erfolg für jene diaphtoritischen Typen anwenden, welche infolge der Unkenntnis über ihre Abstammung von den älteren Autoren vielfach als Glimmerschiefer", „verwitterte Glimmerschiefer" etc. bezeichnet wurden und den Glimmerschiefer-Begriff so unklar gemacht haben.

Das ganz unerwartete Auftreten, der Mangel jeder Vorarbeit in unserem Gebiete, die Unmöglichkeit, auch schon chemisch aufzuklären, mögen entschuldigen, daß auch dieses Kapitel nicht so rund ausgefallen ist, wie ich es gewünscht habe.

III. Plagioklasgneise.

a) Kränzchengneise.

Nr. 59. Kränzchengneis, hornblendefrei vom Almhauskogel, Stub.

Fundort: Am Weg Wegteilung—Altes Almhaus.

Das Gestein ist eingeschaltet in die Zone zwischen den Marmoren *b* und β, in Gesellschaft von Garbenschiefern und Amphibolgneisen mit Intersertal-Struktur. Die Färbung ist sehr dunkel, daß man bei flüchtigem Hinsehen im Felde einen Amphibolit zu sehen vermeint. Insgesamt herrscht eine grobschuppig ausgestattete Lagentextur mit einer Lagenmächtigkeit von 1 bis 2 *mm*. Die Meroxenschuppen besitzen schwarze Farbe.

U. d. M. beobachtet man ein ganz eigenartiges Bild. Alle Feldspäte haben einen mit einem dichten Nadelgewirr versehenen Kern und eine einschlußfreie Rinde. Sie sind sonst ganz klar und besitzen annähernd kugelige oder kubische Gestalt. Die Bestimmung im Schliff ergab I. $\omega < \alpha_1$ $\varepsilon < \gamma_1$, also Andesin, II. $\omega = \alpha_1$, $\varepsilon > \gamma_1$, also ein Oligoklas von ungefährer Zusammensetzung Ab_3 An_1, III. Spaltblättchen zeigten die Auslöschung $+14^0$ auf $P_1 + 3^0$ auf M, also Oligoklas. Die Individuen zeigen stets feine Zwillingslamellierung, mitunter mit sanfter Krümmung der Lamellen. Gelegentlich treten auch Quarz, Erz und Meroxen als Einschluß auf. — Orthoklas wurde nicht beobachtet.

Quarz bildet Aggregate verzahnter Körner.

Meroxen mit dunkelbrauner Basis, Pleochroismus im Schliff hellgelb-schwarz, $2e = 36^0$, umkränzt in größeren Scheiten den Plagioklas. Er markiert die Schieferung.

Etwas skelettartiger Granat, ein wenig Rutil, dagegen viel Erz, häufig mit Leukoxen-Umrandung, vervollständigt das Bild. Das Erz bildet ein alle Gemengteile gleichmäßig verteilt durchsetzendes, streng in der Schieferung angeordnetes *si*.

Zuletzt möchte ich noch der für alle Glieder dieser Gruppe chrakteristischen Nadelballen in den Feldspäten gedenken. Die Anordnung der feinen, farblosen Nadeln ist nicht radiär, trotzdem ihre Gesamtheit eine kugelige Oberfläche besitzt. Sie bilden, das ist der passendste Ausdruck, einen dichten, wirren Filz. Die Natur dieser Nädelchen ist schwer zu erkennen; sie verhalten sich optisch positiv, löschen gerade aus, ihre Kristalltracht entspricht ganz dem Sillimanit, wie ich ihn bereits in Kapitel I und II gekennzeichnet habe. Das reiche und durchgreifende Auftreten dieses Minerals erwartete ich gerade in dieser Gruppe nicht. So wenig auch die Diagnose auf ein anderes Mineral zu stellen ist, so hat doch die chemische Analyse das letzte Wort zu sprechen. An der systematischen Stellung wird sich aber deswegen nichts ändern. Den Sillimanitgehalt abzuschätzen, ist sehr schwer, ich halte ihn mit etwa 5% für etwas überschätzt. Bei der Ausmessung habe ich ihn vom umschließenden Plagioklas

nicht getrennt, da die Resultate der Sillimanitausmessung gegenüber den anderen Gesteinsbildern zu wenig zuverlässig sind.

Die Ausmessung ergab:

	Prozente
Quarz	19·5
Plagioklas	40·3
Meroxen	33·8
Erz etc.	6·4
	100·0

Dem Mineralbestand nach könnte man einen Quarzglimmerdiorit vor sich haben, doch erscheint mir der Erzgehalt zu hoch.

Nr. 60. Kränzchengneis, hornblendefrei. Wölkerkogel.

Fundort: Aus dem Profil Wölkerkogel NW—SO, am NW-Abhang des Berges. Hangendster Teil der Zone über Zug Nr. 13.

Aeußerlich von Nr. 59 nicht verschieden, zeigen sich im Schliff einige unbedeutende Unterschiede. Neben Quarz tritt auch ein wenig Orthoklas auf. Ferner beobachtet man spärlichen Chlorit und sehr vereinzelt Körnchen von Staurolith.

Glimmerblättchen wurden sowohl aus dem Gesteinspulver, als auch aus den Verwitterungsflächen untersucht. Es gaben teilweise baueritisierte, hellbraune, blaß bis farblos umrandete Blättchen mit geringer Elastizität 22 bis 30⁰. Ebensolches 2 *e* erhält man auch aus frischen, schwarzbraunen, hochelastischen Blättchen. Somit herrscht nur eine einzige Art von Meroxen.

Nr. 61. Kränzchengneis, mit Granatsäumen. Wölkerkogel.

Fundort: Aus dem Wölkerkogel — P. 1653, zwischen den beiden Marmorzügen *ff*.

Das Handstück ist am frischen Bruch grau bis gelb, fleckig. Meroxen in braunschwarzen Schüppchen trennt die hellen, mittelkörnigen Partien. Textur schiefrig.

U. d. M. beobachtet man in *s* gestreckte Kornflasern von Plagioklas mit Pflockstruktur und wenig Quarz.

Kein Orthoklas. Der Plagioklas, beobachtet wurden Albit und Oligoklasalbit, bildet Korneraggregate aus wenigen Individuen, welche insgesamt wieder kugelige oder kubische Gestalt besitzen und daher sowie durch den reichlichen Sillimanitfilz, den einfachen, runden Plagioklasen der Beispiele Nr. 59 und 60 entsprechen. Die Sillimanitnadeln setzen über die Grenzen der Einzelindividuen von Plagioklas ungestört hinweg und bilden denselben wirren Filz wie früher.

Sehr auffallend ist der Meroxen. $\mathfrak{c}$ ist fast farblos, $\mathfrak{a}$ und $\mathfrak{b}$ sind sienarot, beziehungsweise kupferrot. Basis erscheint stets leuchtend sienarot. $2\,e = 24^0$ ungefähr. Dieser Glimmer weist buchtige Grenzen auf, enthält Löcher, zeigt Biegungen und Knicke, Einschlüsse von Zirkon mit pleochroitischen Höfen. Er ist stets umsäumt mit einem

fast farblosen Granat, der auch die erwähnten Löcher ausfüllt. Wir haben hier den Beginn der Kränzchenbildung vor uns. Die Plagioklase erscheinen nämlich von den Glimmern, besser gesagt, von deren Säumen, wie von Kranzgewinden umschlungen. In allen anderen Gliedern der Grupe erfolgt die Umkränzung durch Hornblende.

Opakes Eisenerz, meist mit Leukoxenhöfen, bildet alles durchsetzende Faltenzüge und bezeichnet daher ein vorkristallines *s* nach Sander.

Die mineralische Zusammensetzung ist:

	Prozente
Quarz	16·5
Plagioklas	38·0
Meroxen	35·0
Granat	5·0
Erz	5·5
	100·0

Nr. 62. Kränzchengneis von der Almhausgegend.

Fundort: Aus dem Profil Wegteilung Altes Almhaus, am Wege an der Grenze des Marmorzuges *b*.

Das Handstück gleicht ungefähr den Nr. 59 und 60, besitzt dunkelgraue Farbe und feines Korn. Mit freiem Auge beobachtet man milchig durchscheinende Feldspate, weiß, $d = 1-2$ *mm* und Hornblende sowie größere Meroxenblättchen.

U. d. M. sieht man, daß Quarz und Orthoklas fehlen.

Plagioklas wie bei Nr. 59. Der Sillimanitfilz noch dichter und ausgedehnter wie bei den vorigen. Zwischen den Plagioklas und den Meroxen schiebt sich eine mit winzigen grünen Fetzchen durchspickte Zone, deren Grund ebenfalls plagioklastisch ist, ein und gewährt den reizenden Anblick eines grün-weißen Gewindes, welches die Plagioklase umschlingt. Die Fetzchen zeigen oft Begrenzung durch das Spaltprisma der Hornblende, auch deren Pleochroismus gelbgrün, blaugrün. Auch die Doppelbrechung weist auf Hornblende.

Der Meroxen, der gleichfalls von der Hornblende umsäumt wird, hat den normalen Pleochroismus der Tiefengesteins-Biotite. $2e$ ergab sich bei 3 Blättchen mit je 21, 22 und 21°. Gebleichte Blättchen besitzen denselben Winkel wie ungebleichte.

Ein von Erz gebildetes *si* durchsetzt alle Gemengteile und erscheint im Plagioklas oft um bis zu 90° verlegt.

Ergebnis der Ausmessung:

	Prozente
Plagioklas	52·0
Meroxen	35·6
Hornblende	7·0
Erz etc.	5·4
	100·0

Nr. 62a. Kränzchengneis, Wölkerkogel.

Fundort: Nordwestliche Ecke des Wölkerkogels.

Aeußerlich Nr. 60 ähnlich, macht dieser Vertreter den Eindruck eines geschieferten, meroxenreichen, feinkörnig-dunklen Diorites. Auffällig ist die Größe der sonst kleinen Meroxenschüppchen auf vereinzelten Hauptbruchflächen.

Gerade diese Formen sind leicht und sicher schon im Gelände von Amphiboliten etc. zu unterscheiden. Hornblende und Meroxen dürften sich die Wage halten.

Die Nr. 62*b* und 62*c* (Wegteilung — Almhaus) über γ und Soldatenhaus—Wegteilung) unter Cordieritgneis sind mit 62*a* geradezu identisch.

Nr. 63. Kränzchengneis, Soldatenhausgegend.

Fundort: Ueber dem Marmorzug, der als letzter vor dem Soldatenhaus durchgeht.

Farbe dunkelgrün, weißfleckig. Am Hauptbruch etwas flaserig; Längs- und Querbruch schwach lentikulär, schön geschiefert. Man erkennt Feldspat und Hornblende. Korngröße 1—4 *mm*.

U. d. M. ersieht man die starke Ausprägung der Kranzstruktur. Hornblende, randlich von Fetzchenzonen umgeben, ist hier der herrschende dunkle Gemengteil. Die Kranzgewinde umgeben nicht nur den Plagioklas mit seinen Sillimanitfilzen, sondern auch die wenigen Meroxene. Manchmal erscheinen hier die Plagioklaskuben einfach, manchmal aus einigen Individuen aufgebaut. Erz wie früher, auch mit Leukoxen. Der Feldspatanteil ist sehr bedeutend.

Nr. 64. Kränzchengneis, Soldatenhausgegend.

Fundort: wie Nr. 63.

Diese Abart ist deutlich lentikulär durch Feldspat. Korngröße 2×2 bis 1×5 *mm*. Granat mit 2 *mm* Durchmesser und Meroxen sind mit freiem Auge sichtbar.

Der Mineralbestand ist wesentlich gleich dem von Nr. 63, enthält aber mehr Meroxen, etwas Quarz, welcher Ströme verzahnter Körner liefert. Die Kranzstruktur ist minder schön entwickelt.

Nr. 65. Kränzchengneis, Sattel Wölkerkogel—Schwarzkogel.

Fundort: Die sehr komplexe Serie über P. 1634, oberhalb der Quelle.

Das Handstück gewährt den Anblick eines mittelkörnigen Hornblendegneises, bzw. eines entsprechenden, wenig schiefrigen Massengesteines.

U. d. M. beobachtet man nur wenig Quarz, dagegen viel von Sillimanit durchfilzten Plagioklas. Beobachtungen an 4 Körnern führten auf Albit bis Oligoklas, stets mit zarter Zwillingslamellierung.

Auf den Fugen zwischen den einzelnen Feldspatkristalloblasten gewahrt man eine dichtgedrängte Menge kurzer, zarter Prismen, welche ebenfalls Sillimanit zu sein scheinen. Sie verstärken den Eindruck der Kranzstruktur.

Quarz bildet im Plagioklas sowie in Hornblende eiförmige Einschlüsse.

Die poikilitische Hornblende besitzt den Pleochroismus grünlichgelb-dunkelgrün-bläulichgrün. Meroxen kommt nur in wenigen Schuppen als Einschluß in Hornblende vor. Außerdem beteiligt sie sich in kleinen Fetzchen an der Kranzbildung um die Plagioklase.

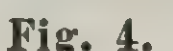


Fig. 4.



Kränzchengneis, Strukturbild.

Erz mit schönen Leukoxenhöfen wie früher.

Stellenweise scheinen in den Gewinden um Plagioklas auch Zoisit und Epidot aufzutreten.

Die Ausmessung ergab:

	Prozente
Quarz	0·8
Plagioklas . . .	49·6
Hornblende . . .	43·0
Erz	6·6
	100·0

Nr. 66. Kränzchengneis, Wegteilung—Almhaus.

Fundort: Lage in Kränzchengneisen unter Marmor *b*.

Diese Lage fiel uns wegen der Dünnschiefrigkeit und wegen des hohen Gehaltes an Meroxen auf. Lagendicke 1—2 *mm*, Farbe

ziemlich hellgrau im Längs- und Querbruch, da lichte Gemengteiel daselbst vorherrschen. Am Hauptbruch hell dunkel tombakbraun.

Das Mikroskop zeigt Plagioklase mit glasartiger Frische, 3—5 Körner in den von Hornblendesäumen umwundenen Räumen, wirr durchfilzt mit zwei Arten von dünnleistenförmigen bis nadelförmigen Mineralien, unter denen Zoisit und wahrscheinlich auch Klinozoisit feststellbar sind, während ein Teil der Nadeln als Sillimanit angesprochen werden müssen, im Hinblick auf die Analogie mit anderen Vorkommnissen. Quarz tritt ganz zurück. Meroxen mit kupfer-sienaroten Tönen bildet größere Individuen, streng in *s*, mit anscheinend korrodierten Rändern, die mit Hornblendesäumen ganz allgemein umgeben sind. Erz gestreckt in *s*, Apatit, vervollständigen das Bild. — Die Kränzchenbildung ist sehr typisch entwickelt. — Vor allem anderen sei betont, daß die Umbildung des Randes von Meroxen ganz augenfällig nicht auf Verwitterung zurückführbar ist.

Nr. 67. Kränzchengneis, Brandkogel, Nordhang.

Fundort: Kontakt der Züge 30/31. Weg Soldatenhaus—Wegteilung

Das Gestein besitzt schwarzgrüne Grundfarbe mit langgezogenen weißen Linsen von Feldspat und Quarz. Glimmer tritt am Hauptbruch hervor. Textur schiefrig. Granat, kleine hellrote Körner, makroskopisch sichtbar.

U. d. M. gewahrt man kataklastische Erscheinungen besonders am reichlichen Meroxen. Quarz bildet selbständige Flasern. Die Feldspäte sind erfüllt von kurzen Zoisitprismen, die nach allen Richtungen liegen und kleinen Meroxenscheiten. Stellenweise ist etwas Sillimanit zu beobachten. Auch Rutil ist häufig im Feldspatgrund anzutreffen sowie auch in der Hornblende, welche die schon früher besprochenen Eigenschaften aufweist. Blaue Töne im Pleochroismus sind häufig. Etwas Apatit und opakes Eisenerz vervollständigen das Bild dieser merkwürdigen Abart, in der auch das reichliche Auftreten von Granat auffällt. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß eine Uebergangsform zu den Hornblendegranatgneisen des Brandkogels vorliegt. Der Kränzchengneischarakter ist etwas verwischt. Der Mineralvergesellschaftung nach wäre eine höhere Tiefenstufe vorauszusetzen wie bei den typischen Kränzchengneisen.

Nr. 68. Epigneis der Kränzchengneisgruppe, Wölkerkogel.

Fundort: Aus dem Profil Wölkerkogel NW—SO, NW-Abhang, zwischen Pegmatitgneis und Marmor, Heritsch.

Makroskopisch einem kompakten Hornblendegneis mit ziemlich bedeutender Menge von hellen Gemengteilen ähnlich Meroxenschüppchen im Hauptbruch orientiert, wenige Quadratmillimeter groß, braunschwarz.

U. d. M. sieht man wenig Quarz, meist nur als eiförmigen Einschluß in anderen Gemengteilen. Die zahlreichen Plagioklase weisen meist schöne Zwillingsstreifung auf und sind durch Kaolinisierung mehr oder minder getrübt.

Statt der Hornblendeumkränzung gewahrt man reichlich Epidot, opt. positiv, stark brechend, in gelbgrünen Körnern. Vereinzelt Sillimanitnadeln.

Die Hornblende hat blaugrüne Töne im Pleochroismus und zeigt, wie der mit ihr häufig verwachsene, normalgefärbte Meroxen, poikilitische Entwicklung.

Etwas Rutil und viel Erz vervollständigen das Bild. Das Gefüge ist grano-, beziehungsweise poikiloblastisch. Ausmessnng:

	Prozente
Quarz	1·5
Plagioklas . . .	30·8
Epidot	11·2
Hornblende . . .	33·7
Meroxen	14·3
Erz etc.	8·5
	100·0

Stellt anscheinend ein Ende der Reihe dar, welche vom typischen Kränzchengneis mit Sillimanit allein über solchen mit Sillimanit und Zoisit zu Formen, die fast ausschließlich Zoisit enthalten vor.

Diese Reihe wäre etwa: Nr. 59, 62, 66, 67 und 68.

Fast stets sind die Kränzchengneise verknüpft mit feingefügten Gesteinen von scharf ausgeprägter, intersertaler Struktur, deren Mineralbestand ebenfalls den typischen, hornblendereichen, glimmerführenden Kränzchengneisen entspricht, und welche Gesteine sich stellenweise zu Garbenschiefern entwickeln. Die Verbindung ist eine so enge, daß man zum Beispiel in der Einsenkung zwischen Wölker- und Schwarzkogel im Felde keine Grenze finden kann. Ebenso ist es auch am Wege Wegteilung—Altes Almhaus.

Der strukturelle Unterschied zwischen beiden Gesteinsgruppen fällt jedoch so in die Augen, daß mir eine Abtrennung der intersertalen Gruppe empfehlenswert erscheint. Dagegen möchte ich das Allgemeine über beide Gesteinstypen später gemeinsam einfügen, da die vielen gemeinsamen Züge dies erfordern.

b) Intersertale Plagioklasgneise.

Nr. 69. Intersertaler Plagioklasgneis (Int. Hornbl.-Pl.-Gneis) zwischen Wölker- und Schwarzkogel.

Fundort: Sattel zwischen obgenannten Punkten, P. 1634 oberhalb der Quelle.

Das sehr dunkle, schwarzgrüne, weißpunktierte Gestein zeigt am Hauptbruch infolge der Beteiligung von etwas Meroxen und wegen der braunen Verwitterungskruste die Struktur nur undeutlich, dagegen ist da schiefrige Textur wahrzunehmen. Mit voller Deutlichkeit zeigt sich aber die Intersertalstruktur am Quer- und besonders am Längsbruch. Ein Netzwerk von Hornblende in Stengeln im Format etwa 1:4 bis 2:8 *mm* klemmt kleine, weiße Feldspate in seine Maschen.

U. d. M. gewahrt man die innige Beziehung zum typischen Kränzchengneis.

Die Plagioklaspartien bestehen meist aus mehreren größeren, ganz klaren Körnern, oft mit zahlreichen scharfen Zwillingsstreifen, manchmal mit schaligem Bau. Stets mehr oder weniger dicht durchfilzt mit Sillimanit, in die Grenzzone gegen Hornblende meist deutliche Gewindesäume von kleinen Hornblendekörnern.

Meroxen mit gelb-schwarzem Pleochroismus, meist von Hornblende umwachsen, ist nicht häufig im Vergleich zum letztgenannten Mineral.

Dieses zeigt $\mathfrak{a}$ gelb, $\mathfrak{b}$ tief ölgrün, $\mathfrak{c}$ ausgesprochen blaugrün. Seine großen Individuen sind xenoblastisch begrenzt. Erz geht oft in Rutil über. Apatit.

Nr. 70. Intersertaler Plagioklasgneis. Almhauskogel, Nordabhang.

Fundort: Weg Soldatenhaus—Wegteilung.

Das Handstück zeigt starkes Anklingen an Garbenschiefer. Die Struktur ist gröber intersertal als bei Nr. 69, der Meroxenanteil bedeutender. In die Maschen eingeklemmt Plagioklas von weißer bis schmutzigweißer Farbe. Die Hornblendeindividuen besitzen eine Länge bis 2 *cm* bei einer Dicke von 2—3 *mm*. Die Schieferung ist durch den Meroxen markiert, das Hornblende-Gitterwerk setzt gleichmäßig in allen Richtungen durch, obwohl es auf der Schieferungsfläche besonders deutlich sichtbar ist und dort durch die divergent strahlige Anordnung oft lebhaft an gewisse Garbenschiefer erinnert.

Ebensolche Stücke findet man auch am Wege Wegteilung—Altes Almhaus in der Kränzchengneisregion.

c) Aplitische Hornblendeplagioklasgneise.

Nr. 71. Heller Garbenschiefer von der Roßbachalpe.

Fundort: Am Wege von der Texenbachalpe zum Roßkogel kommt man nach dem Sattel zwischen den genannten Bergen zu einer Quelle, welche bereits etwa 100 *m* über dem Sattel am Abhang des Roßkogels hervorsprudelt. In der näheren Umgebung derselben findet man das zu beschreibende Gestein.

Auf dem Hauptbruch des ziemlich dünn spaltenden Schiefers sieht man tafelförmig entwickelte Flächen mit seidigem Schimmer, diese Stellen besitzen erdige Weichheit bei weißer Farbe und gehören kaolinisiertem, von Zoisitstengeln überwachsenem Plagioklas an, die Zoisite bleiben wegen ihrer Kleinheit dem unbewaffneten Auge verborgen, verursachen jedoch durch ihre Parallelstellung das obenerwähnte Schimmern. Die Feldspatspaltung ist nicht durchgehends erhalten. In gleicher Richtung gestreckt, wie die Plagioklase, jedoch in etwas höherem Maße erkennt man Hornblende von nicht besonders dunkelgrüner Farbe. Ihre Individuen liegen ziemlich streng parallel, mit wenigen ganz querstehenden Ausnahmen. Die Enden sind nicht

kristallographisch begrenzt. Die Seiten jedoch gut ausgebildet. Endlich sind noch spärliche, kleine Nester eines bronzefarbigen Meroxens zu sehen. Am frischen Querbruch sind die Feldspäte porzellanartig, nicht zerreiblich, die Struktur ist durch strenge Anordnung der in dieser Richtung sehr dünn entwickelten Amphibole streng schiefrig. Die Hornblenden sind 1—2 *cm* lang und $^1/_4$—$^3/_4$ *cm* breit. Feldspatindividuen zeigen Ausdehnung im Maße von 3×1 *cm* sehr häufig. Meroxen ist stets von unbedeutender Kleinheit. Die starke Streckung der Hornblenden auch in der Querachse, welche hier sehr gut beobachtet werden kann, erwähnt Grubenmann (Kristalline Schiefer II, 1907, Nr. 69) als bemerkenswert für diesen Gesteinstypus.

U. d. M. sieht man folgende Gemengteile:

Quarz. Spärliche verzahnte Körner.

Feldspäte. Es gibt drei unterscheidbare Formen. Die erste ist stets fein lamelliert, bildet tafelförmige oder rundlich-isometrische Individuen, Vergleich mit Quarz ergab in drei Fällen bei gekreuzter Stellung von Feldspat und Quarz $\omega > \gamma_1$, $\varepsilon > \alpha_1$. Demnach Albit. Die zweite Form zeigt ziemlich große, breitleistenförmige oder dicktafelige, wenig und breit lamellierte oder auch nicht lamellierte (je nach der Lage) Schnitte mit gut sichtbarem Schalenbau. Es wurde beobachtet I $\omega = \gamma_1$, $\varepsilon > \alpha_1$. Oligoklas II $\omega < \gamma_1$, $\varepsilon = \alpha$, Andesin, und an einem Spaltblättchen, Auslöschung auf $M = -20^0$, der Kern -22^0, also Labradorit. Die dritte Form ist nichtschalig, unlamelliert und besitzt schwächere Lichtbrechung: Orthoklas.

Hornblende. Die Individuen sind im Schliff sehr hellfarbig. Auslöschung, Mittel aus fünf Messungen an Splittern auf $110 = 12^0\ 28'$. Pleochroismus $\mathfrak{a}$ hellgelbgrün, $\mathfrak{b}$ hellbläulichgrün, $\mathfrak{c}$ bläulichgrün. Absorption demnach annähernd $\mathfrak{c} = \mathfrak{b} > \mathfrak{a}$.

Meroxen. Spaltblättchen haben eine relativ helle, sepiabraune Farbe. Schnitte, welche die Spaltrisse zeigen, besitzen einen Pleochroismus von fast farblos-sepiabraun.

Chlorit als spärliches Umwandlungsprodukt der Hornblende, in ihr Flecken bildend, ist makroskopisch nicht sichtbar und konnte näher nicht untersucht werden.

Zoisit in langstengeligen, charakteristischen Formen. Die Individuen setzen in parallel geordneten Zügen hauptsächlich durch feinschuppige Massen, welche Plagioklasreste erkennen lassen.

Kaolin. Die Schüppchen der obenerwähnten Massen sind, wie bereits früher gelegentlich erwähnt wurde, weich und erdig, im Schnitt weisen sie unregelmäßige Umrisse und sehr schwache, negative Doppelbrechung auf, doch scheint die ganze feldspaterfüllende Masse nicht einheitlich zu sein. Der Hauptsache nach handelt es sich wohl um Kaolinit.

Rutil bildet spärliche goldgelbe Kriställchen.

Kalzit einzelne Putzen.

Gefüge: Amphibolit und Meroxen verhalten sich vollkommen gleichartig, poikilitisch mit Plagioklaseinschlüssen. Durch diese beiden Gemengteile ist die Struktur porphyroblastisch. Das Grundgewebe zeigt zwei Ausbildungen. Einerseits findet man Feldspatgewebe, das granoblastisch struiert ist, und aus Körnern mit einer feinen Streifung

aus trüben Teilchen, quer zur Schieferung durch Feldspat und Hornblende hindurchsetzend, besteht; anderseits die großen Feldspatpartien, welche mit großen || gestellten Zoisiten || zu *s* erfüllt sind. Diese Partien sind sehr stark getrübt, lassen keine bestimmte Richtung erkennen und lösen sich bei starker Vergrößerung in das Blätterwerk des Kaolinits auf.

Zerbrechungserscheinungen sind nicht sichtbar. Im Grubenmann'schen System müßte dieses Gestein unter die Familie der glimmer- und hornblendearmen Mesoplagioklasgneise eingereiht werden. (III. Gruppe, 2. Ordnung, Familie *b*.)

Ausmessung:

	Prozente
Quarz	3·9
Orthoklas . . .	3·1
Plagioklas . . .	37·1
Zoisit	27·4
Biotit	2·3
Hornblende . . .	24·8
Rutil	1·4
	100·0

Nr. 72. Quarziger Garbenschiefer vom Stub-Speik.

Fundort: Stubalpenspeik, flacher Rücken, der die Gipfel trägt.

Dieses Gestein ist bedeutend dickplattiger wie das eben beschriebene. Es zeigt gute Schieferung, schwarze, durchschnittlich 1 *cm* lange und 0·2 *cm* breite Hornblenden in weißer, gelbfleckiger, feinkörniger Grundmasse, in welcher lediglich Quarz festgestellt werden kann. Sehr wenig Meroxen und sporadische Schüppchen eines Chlorites sind bei Untersuchung mit der Lupe aufzufinden. Die Hornblende markiert die Schieferung am Quer- und Längsbruch.

U. d. M. besteht das Gefüge aus:

Quarz. Das Gestein kann als Schulbeispiel für Quarzverzahnung gelten. Schwache optische Spannungserscheinungen bemerkt man allenthalben.

Feldspat tritt nur in geringer Menge auf. Orthoklas, Albit. Jedenfalls auch basischere Mischungen, jedoch konnten nur wenige der Bestimmung günstige Stellen gefunden werden.

Hornblende zeigt kräftigen Pleochroismus $\mathfrak{a}$ hellgelbgrün, $\mathfrak{b}$ kräftig reingrün, $\mathfrak{c}$ blaugrün. Auslöschung auf 100 = 12°, 40'. (Mittel aus zwei Messungen an verschiedenen Splittern.)

Meroxen gelblichweiß-braun, Basis goldbraun, 2*e* beiläufig 45°. Die beim Ablösen der Schüppchen entstandenen Drucktrennungslinien gestatteten die Feststellung eines Glimmers zweiter Art.

Chlorit in feinen Schüppchen, Pleochroismus weiß oder blaßgelblich bis hellgrün. Basis hellgrün.

Zoisit in kleinen Säulchen und Körnern nicht häufig.

Rutil sehr spärlich. Ebenso ferritische Substanz.

Gefüge. Die Hornblende ist sehr schön poikilitisch entwickelt, das Grundgewebe rein granoblastisch.

Ausmessung:

	Prozente
Quarz	65·7
Orthoklas . . .	2·0
Plagioklas . . .	8·5
Zoisit	3·0
Hornblende . . .	18·3
Chlorit	2·5
	100·0

Gegenüber typischen Garbenschiefern ist der Anteil der Hornblende etwas gering, die Anordnung derselben nicht genug deutlich garbenförmig, obwohl Andeutungen hierzu nicht fehlen. Die Amphibole liegen nämlich in der Schieferungsebene ganz wirr und treten stellenweise zu strahligen, aber nur aus wenigen Stengeln bestehenden Aggregaten zusammen.

Nr. 72 a. Quarziger Garbenschiefer unter dem Almhaus, Stub.

Handstück lagengneisähnlich, hellgelbbraun, feinaplitisch, Amphibolgarber undeutlich. Textur lagengneisähnlich. — U. d. M. quarzitisches Grundgewebe mit langgezogenen Flasern von Amphibol, Granat, Zoisit. — Uebergang zu Nr 71 zum Beispiel.

d) Dunkle Garbenschiefer.

Nr. 73. Dunkler Garbenschiefer, Almhausgegend.

Fundort: Wegteilung—Altes Almhaus über dem 3. Marmorzug.

Am Hauptbruch bildet die dunkelgraugrüne Hornblende vielstrahlige Garben. Die Individuen sind meist 3 *cm* lang, 3 *mm* breit. Die Auslöschung ist ziemlich klein (110 = 10·6'). In den Zwickeln zwischen den Stengeln findet sich ein feines Quarzkörneraggregat. Der Querbruch, bzw. Längsbruch zeigt Lagentextur. Zwischen dicken Hornblendelagen sieht man durchgehende oder auskeilende Quarzlagen von schwankender Mächtigkeit (1—1 $^1/_2$ *cm*) mächtigen Amphibol und $^1/_2$—1 *cm* mächtige Quarzlagen. Dazu tritt spärlich ein tombackfarbener Meroxen in kleinen Schüppchen. Einzelne Körner des Quarzgefüges sind intensiv gelb gefärbt.

Nr. 74. Dunkler Garbenschiefer.

Fundort: Quelle unter P. 1634, zwischen Wölker- und Schwarzkogel.

Dem erstbeschriebenen Garbenschiefer sehr ähnlich, unterscheidet er sich nur darin von ihm, daß ein schwarzbrauner Meroxen $2e = 24—27^0$, Basis rein dunkelbraun) in größeren Täfelchen und reicherer Menge auftritt, die Garbenanordnung nicht so vorbildlich

schön ist wie bei β und die Hornblenden gedrungener gebaut sind. Die optischen Eigenschaften sind für Hornblende jedoch dieselben.

Diese beiden Gesteine sind typische Vertreter von Grubenmanns Familie Hornblendegarbenschiefer mit quarzitischem Grundgewebe (III. Gruppe, 2. Ordnung, Familie *c*).

e) Hornblendegranatgneise.

Nr. 75. Hornblendegranatgneis vom Wölkerkogel.

Fundort: Vom mehrfach erwähnten P. 1634 führt ein Karrenweg die SW-Flanke des Wölkerkogels entlang. Quer darüber zieht die Lage des genannten Gesteins, rechts und links in den Almboden hinein verfolgbar.

Freien Auges erkennt man ein mittelkörniges, mehr massig als schiefriges Gefüge von weißem Feldspat, hellrotem Granat (Körner 2—3 *mm* Durchmesser) und schwarzer, etwas schilfiger Hornblende. Der Anteil der hellen Gemengteile ist sehr beträchtlich.

Da die Eigenschaften der Mineralien, die Struktur usw. vollkommen Uebereinstimmung mit Nr. 76 und 77 zeigen, deren ins einzelne gehende Beschreibung nun folgt, sei an dieser Stelle nur noch erwähnt, daß die hellen Gemengteile mit dem Granat zusammen die Hornblende noch viel mehr überwiegen als in den folgenden Vertretern.

Ferner wäre zu betonen, daß dieses Vorkommen am meisten von der ganzen Gruppe einem Eruptivgestein ähnlich schaut und am wenigsten einem kristallinen Schiefer.

Nr. 76. Hornblendegranatgneis vom Brandkogel.

Fundort: Vom Marmorgipfel des Brandkogels aus zum Almhaus gehend, quert man am Kamm den Zug von Nr. 76.

Das leicht zerbröckelnde Gestein macht einen massigen Eindruck. Helle und dunkle Gemengteile halten sich stellenweise die Wage, meist macht jedoch die Hornblende nur wenig mehr als ein Drittel des Inhalts aus. Korn mittel, hellrote Granaten bis zu 4 *mm* Durchmesser.

U. d. M. überrascht zunächst die Frische der Plagioklase, da der äußere Eindruck des Gesteins diesem Umstand nicht entspricht. Nur hin und wieder kann man leichte Kaolinisierung beobachten. Plagioklas ist alleiniger Feldspatvertreter. Breit zwillingslamellierte, quadratische oder plump rechteckige Schnitte sind sehr häufig. Oft beobachtet man auch zonaren Bau. Vergleiche mit Quarz lieferten:

I	II	III
$\omega < \alpha_1$	$\varepsilon > \gamma_1$	$\omega < \alpha_1$
$\varepsilon < \gamma_1$	$\omega > \alpha_1$	$\varepsilon < \gamma_1$
Andesin	Oligoklas	Andesin

Quarz kommt nur spärlich vor. Er bildet vereinzelte Gesellschaften von Körnern mit plumper Verzahnung. Deshalb konnten bezüglich der Plagioklase nur wenig Beobachtungen gemacht werden. Kataklastische Erscheinungen an ihnen beschränken sich auf wellige Auslöschung sowie auf Verschiebung der Kristallteile längs Spaltrissen oder auch längs unregelmäßig verlaufenden Rissen.

Die manchmal schilfig geformte, meist breit und kurzleistige Hornblende zeigt $\mathfrak{b}$ gelb mit schwachem Stich ins Grüne, $\mathfrak{a}$ grün bis braungrün, $\mathfrak{c}$ blaugrün.

An Einschlüssen treten auf: Titanit, Erz mit Leukoxen, Rutil mit pleochroitischen Höfen, auch etwas Quarz, beziehungsweise Plagioklas. Relativ ist die Hornblende als einschlußarm zu bezeichnen.

Die hellfärbigen Granaten sind dagegen sehr einschlußreich. Sie bergen: goldbraunen Rutil, Quarz, zahlreiche farblose, wasserhelle, zum Teil deutlich doppelbrechende, unregelmäßig stengel- oder keulenförmige Einschlüsse, von denen ein Großteil ebenfalls Quarz sein dürfte. Eine Schliffstelle zeigt einen Einschluß, der zur Hälfte einem Granat, zur anderen Hälfte einer Hornblende angehört. Im Granat erscheint er als goldgelber Rutil, in der Hornblende als schwarzes Erz mit Leukoxenrand. Optische Anomalien sind nicht zu sehen. Die Umgrenzung der Granaten ist zum Teil eigenförmig, besonders gegen Plagioklas, aber oft auch ganz unregelmäßig.

Die Ausmessung des Schliffes ergab:

	Prozente
Quarz	5·0
Plagioklas . . .	28·0
Hornblende . . .	36·0
Granat	31·0
	100·0

Die Struktur klingt an Massengesteinsstruktur an. Aber eine Ausscheidungsfolge zu konstatieren, ist nicht möglich.

Nr. 77. Hornblendegranatgneis vom Brandkogel, Stub.

Demselben Zug entnommen, wie Nr. 76, jedoch von einer anderen Stelle.

Zeigt makroskopisch sich etwas dunkler, die Hornblende schwarzgrün, die hellroten Granaten reichen bis 0·5 *cm* im Durchmesser.

Die Beobachtungen an den Plagioklasen ergaben:

I	II	III	IV	V
$\omega < \gamma_1$	$\omega = \gamma_1$	$\omega = \alpha_1$	$\varepsilon > \alpha_1$	$\omega < \gamma_1$
$\varepsilon < \alpha_1$	$\varepsilon > \alpha_1$	$\varepsilon > \gamma_1$	$\omega = \gamma_1$	$\varepsilon = \alpha_1$
bas. Andesin ganz rein	Oligoklas getrübt	bas. Oligoklas getrübt	Oligoklas getrübt	Andesin sehr rein.

In betreff der übrigen Mineralien wären dieselben Einzelheiten zu berichten wie unter Nr. 76.

Da dies nicht zu wiederholen nötig ist, möge nur noch erwähnt sein, daß sich in diesem Stück die Schieferung etwas deutlicher ausprägt und dieser Umstand auch im Schliff zur Geltung kommt. Ferner fällt auf, daß die Oligoklase einen gewissen körnigen Zerfall zeigen, während die Andesine merkwürdig frisch erscheinen. Möglicherweise kann man dies mit der verkehrten Zonenfolge der Plagioklase in kristallinen Schiefern in Zusammenhang bringen. Diese Andesine stellen offenbar Neubildungen dar, und die Parallelisierung mit jenen Orthoklasneubildungen, welche bei den Pegmatitgneisen beschrieben wurden, drängt sich auf. Den Zonenbau aufzudecken, gelang nicht, da derselbe sehr schwach ausgeprägt ist. Doch kommt mir ein saurerer Kern wahrscheinlich vor. Ich meine also, daß die Andesine hier von einem gneisbildenden Prozeß aus bereits vorgeformter Substanz neu gebildet worden sind. Sollte tatsächlich verkehrte Zonenfolge damit verbunden sein, so wäre dieselbe eine Folge eben desselben Prozesses. Für weitere Folgerungen langen meine Beobachtungen nicht.

Die schiefernden Kräfte bewirkten eine stellenweise sehr deutliche Einstellung der Plagioklase in ein *s* Sanders, das sich darin kundgibt, daß vielfach die Zwillingslamellen || mit der auch durch die Lage der Hornblendesäulen angedeuteten Strukturfläche verlaufen. Durch die Granaten verläuft ein s_i von Einschlüssen in gleicher Richtung, welches zum Teil aus Quarz besteht.

Die Ausmessung ergab:

	Prozente
Quarz	3·4
Plagioklas	34·2
Hornblende	41·1
Granat	21·3
	100·0

Nr. 78. Hornblendegranatgneis, Soldatenhausgegend.

Im Profil über die Kuppe mit dem alleinstehenden Baum trifft man, am Fuß der Kuppe gegen den Brandkogelmarmor zu, auf eine Bank von Hornblendegesteinen, in welchen auch Nr. 78 auftritt.

Es unterscheidet sich von den vorhergegangenen Verwandten zu wenig, um eine eigene Beschreibung zu rechtfertigen.

78 a. Hornblendegranatgneis, Wegteilung—Almhaus, Stub.

Fundort: Am Weg von der Wegteilung zum Almhaus, Zug 31, Pegmatitgneis.

Auf Grund der optischen Analyse erschien mir die Zugehörigkeit zweifelhaft:

	Prozente
Quarz	1·9
Plagioklas	8·8
Zoisit	5·8
Granat	14·5
Rutil	1·8
Hornblende	67·2
	100·0

Das äußere Aussehen weist freilich auf die Verwandtschaft mit Nr. 76 bis 78 hin. Die weißen Gemengteile bilden Flasern von 3 *mm* Dicke und bis zu 1 *cm* Länge. Die Hornblendeindividuen sind ziemlich groß, schwarzgrün. Der durchschnittliche Gehalt eines größeren Brockens an hellen Gemengteilen ist dem Aussehen nach höher als wie die optische Analyse angibt. Das untersuchte Stück stellt somit kein neues Gestein, sondern einen Uebergang zu echten Amphiboliten dar.

Der Pleochroismus der Hornblende ist $\mathfrak{b}$ hellgelb, $\mathfrak{a}$ sehr dunkel grün, $\mathfrak{c}$ blaugrün.

Ein schalig gebauter Plagioklas, Schnitt nach *P*, löschte im Kern mit —5°, in der Hülle mit 0° aus, wonach die Rinde als Andesin-Oligoklas, der Kern als Labradorit zu beurteilen ist. Die Neubildungen von Andesin fehlen hier; bringt man damit das Auftreten von Zoisit in Zusammenhang, so darf man in Nr. 78 *a* einen Vertreter oberer Tiefenstufe sehen, während 76 bis 78 vielleicht der unteren Stufe zuzuteilen wären.

Allgemeine Bemerkungen zum Kapitel Plagioklasgneise.

a) Die Stellung der Kränzchengneise.

Die Erscheinungsform der Kränzchengneise ist eine solche, daß man sie ohne eingehendes Studium zum großen Teil in andere Gruppen, Familien oder Abarten einteilen, sie also auseinanderreißen würde. So zum Beispiel möchte man gewiß einzelne Vertreter (Nr. 63 u. 64) mit den Amphiboliten in Beziehung bringen. Dazu ist allerdings eine sehr weite Fassung dieser Familie notwendig, allein eben eine solche weite Fassung wird von einzelnen Fachgenossen bevorzugt. Im Kapitel IV nehme ich Gelegenheit, den Amphibolitbegriff für unser Gebiet recht eng zu fassen; dadurch kommt die besondere Stellung der Typen wie 63 und 65 gut zum Ausdrucke. Andere Glieder, die — flüchtig betrachtet — ebenfalls als Amphibolite bezeichnet würden, zeigen bei näherer Betrachtung schwarzen Meroxen als einen bedeutenden Hauptgemengteil. Ihre Grobblättrigkeit (Nr. 59 u. 60) läßt sie von den Gneisen der Gegend abweichen, die dunkle, graue Farbe der feinen Feldspatkörnerlagen auch von den Glimmerschiefern. Bei einer dritten Gruppe (Nr. 61) ist man bei freiäugiger Betrachtung geneigt, einen Gneis des I. oder II. Kapitels anzunehmen oder einen Glimmerschiefer in durch Kontakt veränderter Ausbildung.

Der Kern der Gruppe zeigt uns grobblättrige Gesteine, auf deren grauen, fein gekörnten Querbrüchen man den bedeutenden Anteil der Hornblende und farbloser Gemengteile erkennt. In dieser Ausbildung tritt die Eigenart der Kränzchengneise so stark hervor, daß es schon beim Anschauen und oberflächlichem Vergleichen mit den übrigen Gesteinen des Gebietes unmöglich ist, eine Zuteilung zu einer anderen Familie vorzunehmen.

U. d. M. ist für die weitaus größte Menge der beschriebenen Vertreter der mikrolithische Sillimanitfilz charakteristisch, welcher

entweder einzelnen Plagioklasen oder geringzähligen Gruppen von solchen die Ansatzzentren für die Kristallisation bildete. Die Mineralgesellschaft ist ebenso merkwürdig, wie das Mengenverhältnis der Teile; und hervorgehoben muß werden, daß Glieder gefunden wurden, welche neben Sillimanit (tiefere Stufe) auch Zoisit und Epidot (höhere Stufe) führen, sowie daß Glieder der Epizone auftauchen, welche sonstwo nicht unterzubringen wären, also nur als Außenglieder der Kränzchengneisreihe verständlich werden können.

Bezüglich der tieferen Glieder ist ein Tonerdeüberschuß von bedeutender Höhe sicher. Anderseits ebenso sicher, daß mit der Gneisifizierung der Ursprungsgesteine nicht nur in einer bloßen Umkristallisation bestanden hat, sondern daß bedeutende Umsetzungen stattgefunden haben. (Reaktionssäume!)

Von diesem Standpunkte aus erscheint es wahrscheinlich, daß in den Kränzchengneisen Gesteine zu sehen sind, die nicht einfach metamorphosierte Eruptivgesteine, sondern Eruptiva mit eingeschmolzenen fremden Anteilen sind. Ferner ist es nicht von der Hand zu weisen, sich vorzustellen, daß die Mischung von eruptivem und fremdem Material mechanisch stattfand und die Vergneisung mit ihren Begleiterscheinungen erst nachher eintrat. Danach könnte ein Tonerdesilikatgestein und ein dioritisches Gestein die Vereinigung zum Kränzchengneis ergeben haben. Die Frische und Klarheit aller Gemengteile der Vertreter der tiefen Stufe (im Gegensatz zu den kaolinisierten der höheren Stufe) weist auf eine bedeutende Umkristallisation hin. Das Nebeneinanderauftreten der Typomorphen der ersten und zweiten Stufen zeigt, daß die betreffenden Glieder mehrfach verschoben worden sind.

Die höchst auffälligen, hübschen Intersertalgneise gehen stellenweise direkt in Kränzchengneise über. Dies gilt sowohl in geologischer als auch in petrographischer Hinsicht. Gerade die Intersertalgneise rückeu von den Amphiboliten scharf ab, so daß auch in diesem Belang die gegensätzliche Entwicklung der Kränzchengneise einerseits und Amphibolite anderseits zu betonen ist.

Bezüglich der Hornblendegranatgneise wäre nun zu bemerken, daß dieselben in mehrfacher Richtung eine selbständige Stellung einnehmen.

b) Granathornblendegneise.

Da die aplitischen Formen der Gruppe *c*) und dadurch auch die Gruppe *d*) sich nach Art eines Ganggefolges den Kränzchengneisen anschließen, sofern man letztere als dioritische Abkömmlinge betrachtet, so habe ich in der Detailbeschreibung die Granathornblendegneise von den Kränzchengneisen abgerückt.

Hier darf ich sie jedoch unmittelbar an dieselben anschließen, nachdem ja bei Nr. 67, granatführender Kränzchengneis Brandkogel Nordhang, bereits darauf hingewiesen worden ist, daß dieser einen Uebergang zwischen beiden in Rede stehenden Gruppen darstellt.

Im Felde dürfte man leicht geneigt sein, die Hornblendeplagioklasgneise für Granatamphibolite anzusehen. Was ich an typischen Granatamphiboliten zum Beispiel aus dem Gebiete von Schäffern am Wechsel

gesehen habe, weicht jedoch beträchtlich von ihnen ab. Die hellen Gemengteile sind zu mächtig. Es scheint mir, daß zwischen Kränzchengneis und Diorit dieselben Beziehungen bestehen, wie zwischen Hornblendegranatgneis und Gabbro.

Die von uns gesammelten Vertreter stammen aus einem Gebiet, aus welchem Leitmeier bronzitführende Amphibolite beschreibt. Wir stellen fest, daß wir derartige Gesteine trotz Suchens danach nicht haben finden können. Das Mineral mit bronzeartigen Farben, welches sehr selten auf Hauptbrüchen von Nr. 78 zum Beispiel auftritt, ist tombakbrauner Meroxen.

c) Die Garbenschiefer.

Von alledem, was wir ursprünglich als Garbenschiefer aufgehoben hatten, waren die Intersertalgneise leicht abzutrennen. Sie zeigen weder äußere noch innere Aehnlichkeit mit den übrigen. Diese letzteren enthalten jedoch recht verschiedenartige Dinge. Ganz klar ist nur die Stellung der hellen Garbenschiefer. Die dunklen sind durchaus rätselhaft, obwohl ihr Verband mit den Hornblendeplagioklasgneisen sichersteht und zu den Amphiboliten keine Beziehungen bestehen.

IV. Amphibolite.

a) Feldspatamphibolite.

Nr. 79. Feldspatamphibolit, gefaltet, Stub.

Vom Salzstiegel zum Speik aufsteigend hat man vor dem Gipfel einen langen Steilhang zu durchgehen, auf welchem man die durch ihre Feinfältelung und ausgiebige Faltung sogleich auffallenden Vertreter von Nr. 79 antrifft.

Die mineralische Zusammensetzung ist:

	Prozente
Quarz	2·6
Orthoklas . . .	5·0
Plagioklas . . .	22·1
Zoisit	1·0
Hornblende . . .	69·3
	100·0

Quarz, Orthoklas und saurere Plagioklase bilden Lagen zwischen Hornblendelagen, basische Plagioklase und Zoisit ebenfalls. Beobachtet wurden Albit-Oligoklas ($\varepsilon > \gamma_1$, $\omega > \alpha_1$), Andesin ($\omega < \alpha_1$, $\varepsilon < \gamma_1$), Oligoklas-Andesin ($\omega = \alpha_1$, $\varepsilon > \gamma_1$), Perthit und Antiperthit, beide letztgenannten selten.

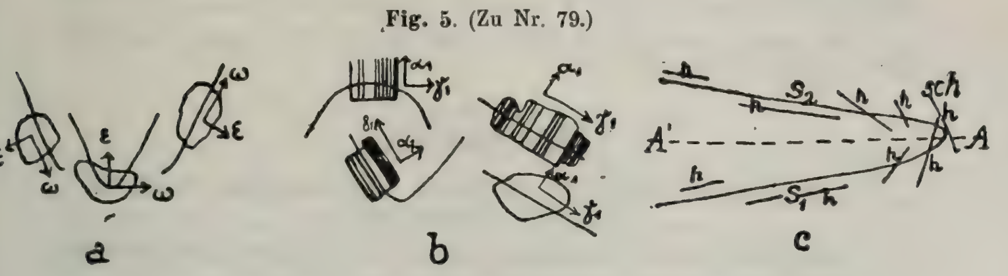
Hornblende bildet langstengelige Individuen, $\mathfrak{a}$ gelb, $\mathfrak{b}$ grün, $\mathfrak{c}$ hellblaugrün mit stark blauer Tönung.

Sehr durchgreifend zeigt sich Regelung der optischen und kristallographischen Hauptrichtungen zu s. Im Schliff, der die Falten-

bögen sehr schön wiedergibt, beobachtet man bei Quarz ω in der Faltungsrichtung, ε normal dazu.

Die Hornblenden nehmen recht verschiedene Lagen an. Manchmal zum Beispiel treten in den Faltenscharnieren Schnitte, welche fast normal auf die *c*-Achse sind und daher die charakteristische Spaltung zeigen, auf. Meist jedoch liegen die langen Prismen in den Faltenschenkeln, mehrere fast streng ‖ miteinander, gegen die Scharniere zu findet eine Auseinanderstauchung statt, dort werden die Winkel zwischen Kristallängsachse und Faltungsrichtung bedeutend. Schon äußerlich ist die grob parallel filzige Anordnung der Hornblendesäulen auf den Schenkeln zu beobachten.

Fig. 5. (Zu Nr. 79.)



a = Quarz. — *b* = Plagioklas. — *c* = Hornblende.

Lage zur Falte.

Was in der Hinsicht die Feldspäte anbelangt, so liegen α_1 meist streng in *s*, γ_1 normal darauf. Meist sind die Zwillingslamellen ⊥ zu *s*, seltener ‖ dazu, ohne daß deswegen α_1 und γ_1 andere Lagen einnähmen.

Mit Sander dürften wir in Nr. 79 ein Bild parakristalliner Faltung sehen.

Nr. 80. Feldspatamphibolit, Osthang des Wölkerkogels, Stub.

Fundort: Am Wege, welcher unter dem Kamm vom Almhaus zum Ochsenstand führt.

Das Handstück, dunkelgrün mit feinen, weißen Kernflasern, läßt neben Hornblende auch Chlorit erkennen.

Das Mikroskop zeigt auffällige Kataklase an der Hornblende, besonders an den Grenzen der Kornflasern, goldgelbe Rutile sind bei der Zertrümmerung frei geworden.

Die weißen Flasern bestehen aus Epidot in geringer Menge, ebenso aus Quarz, zum Hauptteil aus Plagioklas, schalig oder auch zwillingslamelliert und gehört, es waren nur 2 Beobachtungen möglich, zum basischen Andesin bis Labrador. Auch hier ist starke Kataklase sichtbar.

Die mineralische Zusammensetzung dieses ebenschiefrigen Vertreters ist:

	Prozente
Quarz	3·0
Plagioklas	25·0
Epidot	3·2
Hornblende	59·0
Chlorit	2·3
Erz etc.	7·5
	100·0

Unter Erz ist Rutil sowie auch ein skapolithartiges, in Körnern vorkommendes Mineral mitgezählt, da die einzelnen kleinen Individuen dieser verschiedenen Mineralien sehr schwer auszumessen sind. Der ganz normale Chlorit ist aus der Hornblende entstanden.

Im ganzen genommen stellt diese Form wohl einen Vertreter der oberen Tiefenstufe dar.

b) Zoisitamphibolite.

Nr. 81. Zoisitamphibolit, aplitisch injiziert und prächtig gefältelt. Salzstiegel.

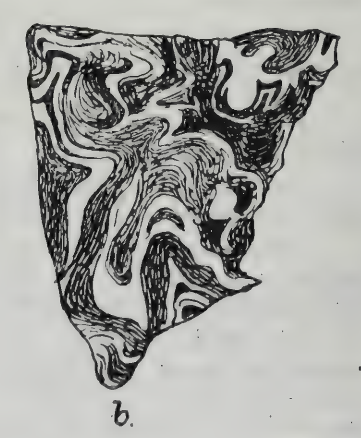
Fundort: Vom Salzstiegel gegen den Speik. Amphibolitzone vor dem Granulit.

Die ganze, breite Zone scheint reichlich und innig gefälteltes Material zu enthalten. Nur die Faltung der Rappoldglimmerschiefer wäre beiläufig ebenbürtig an Intensität.

Die Handstücke zeigen besonders am Querbruch dunkelgrün-weiße Falten mit Schenkellängen von 2—4 *cm* und Winkeln von 60°

Fig. 6.





Zoisitamphibolit Nr. 81.
Natürliche Größe der beiden Querbruch-Enden.
a = vorn. — *b* = Gegenseite.

und darunter. Auf einer anpolierten Querbruchfläche hat man das wundervolle Bild einer ausgiebigen Injektion. (Siehe Fig. 6.)

U. d. M. gewahrt man, daß das Material der eingepreßten weißen Bänder und Knoten durchaus aplitisch ist. Es setzt sich aus Quarz, Orthoklas, Perthit und saurem Plagioklas zusammen und ist etwas kaolinisiert.

Dagegen bestet das Muttergestein aus Faltenzügen, welche teils Hornblende, teils Zoisit als Hauptgemengteil enthalten. Dazwischen steckt Chlorit, etwas Quarz und Feldspat sowie auch etwas Rutil.

Trotz der intensiven Faltung fehlt Kataklase. Die Hornblenden und Zoisite sind langgestreckte Individuen, deren Hauptachsen in *s* liegen. Hornblenden im Scharnier liegen gern so, daß *c* in der Faltenachse liegt. Plagioklase stellen die Zwillingslamellen entweder ‖ oder ⊥ zu *s* ein.

Im ganzen hat man ein Bild präkristalliner Faltung vor Augen.

Nr. 81a. Zoisitamphibolit, Stub.

Hangendes vom Granulit oberhalb des Salzstiegels gegen Speik.

Dem Aussehen nach wäre man geneigt, dieses Gestein den Kränzchengneisen Typus Nr. 64, 65 unmittelbar anzuschließen. Textur ebenschiefrig, etwas flaserig, da die Hornblende nicht geschlossene Lagen bildet. Der Gehalt an hellen Gemengteilen ist so augenfällig groß, daß man es gern von den Amphiboliten im engeren Sinne abtrennt.

Das Mikroskop zeigt schalige Plagioklase in großer Menge, durchsetzt von beträchtlicher Menge Zoisit, welcher gern in kurzen, dicken Säulen auftritt, etwa 50% Hornblende, schwach poikilitisch, sehr oft einschlußrein, etwas Rutil und Apatit.

Besonders hervorzuheben wäre es, daß die Orientierung der Gemengteile nach *s* nur unvollkommen durchgeführt ist. Von aplitischer Injektion kann hier nicht die Rede sein, trotzdem auch Quarz erheblichen Anteil am Aufbau nimmt.

Das Fehlen von Sillimanit und von Meroxen sind aber zwei Umstände, welche die Abrückung von den Kränzchengneisen rechtfertigen. Auch liegt hier die ruhige Strukturform eines normalen gneisartigen Gesteins vor.

Nr. 82. Zoisitamphibolit, Stub-Speik.

Fundort: Rücken vor dem Speik—Gipfelplateau, Aufstieg vom Salzstiegel.

Dieses schwarz-weißfleckige, am Querbruch körnige, am schwachwölbigen Hauptbruch etwas flaserige Gestein läßt freien Auges nur Hornblende erkennen. Die weiße Füllmasse ist unauflösbar.

U. d. M. beobachtet man Streckung der Hornblende, deren Eigenschaften von den früher geschilderten (Nr. 79 etc.) nicht abweichen, sowie größere Tafeln von Chlorit. Die Lage der Plagioklase ist wie jene der Hornblenden im ganzen ungeregelt. Granat in *s* gestreckt, zeigt nichts Besonderes. Rutil tritt in ziemlich großen Körnern spärlich auf. Das Schliffbild enthält:

	Prozente
Quarz	2·5
Plagioklas	9·1
Zoisit	8·0
Granat	2·0
Chlorit	0·5
Hornblende	77·3
Rutil	0·6
	100·0

e) Gemeine Amphibolite.

Nr. 83. Gebänderter Amphibolit, Soldatenhausgegend.

Fundort: Die Kuppe mit dem alleinstehenden Baum, östlich vom Soldatenhaus, normal aufs Streichen gegen N überschreitend, stößt man auf einen Amphibolitzug, welcher auch den Granathornblendegneis Nr. 78 enthält.

Makroskopisch gewahrt man ein feinkörniges Gemenge von hauptsächlich Hornblenden (schwarz 2—3 *mm* lang, säulig), keinen Granat, spärliche weiße Gemengteile, Textur ebenschiefrig, stellenweise massig. Der Eindruck der Bänderung wird erhöht durch das Auftreten von dünnen Quarzlagen, bzw. auch von aplitischen Lagen.

Die breitstengelige, nicht poikilitische Hornblende zeichnet sich im Schliff durch feine Bestäubung (tonige Substanz?) aus. $\mathfrak{a}$ erscheint beinahe weiß oder schwach gelblich, $\mathfrak{b}$ schmutzig braungrün, $\mathfrak{c}$ schmutzig blaugrün. (Chlorit kommt untergeordnet vor.) Auslöschung auf $110 = 12^0\ 23'$ (Mittel von 6 Messungswerten).

Plagioklase, zwei Bestimmungen nach Andesin, erscheinen ausnahmslos im Zustande der Kaolinisierung und des körnigen Zerfalles. (Oft Schnitte ohne Zwillingsstreifung.) Sie bilden Schmitzen zwischen den Hornblenden.

Etwas Meroxen, mit rotpleochroitischen Tönen, $2e = 27^0$, und feiner sagenitartiger Gitterung und ganz vereinzelter Granat und Rutil, auch etwas opakes Erz, vervollständigen das Bild.

	Prozente
Quarz	2·3
Plagioklas	9·6
Granat	1·0
Meroxen	1·0
Chlorit	3·5
Hornblende	80·3
Erz etc.	2·3
	100·0

Nr. 84. Gemeiner Amphibolit, Stub-Speik.

Fundort: Weg Salzstiegel—Stub-Speik, Höhe 1689.

Die Handstücke zeigen eine ziemlich dünnplattige ebene Spaltung, am Hauptbruch ist die Schieferung deutlich bemerkbar, ansonst erscheint das Gefüge feinkörnig, die Gesamtfarbe graugrün. Helle Gemengteile treten an Menge sehr zurück und erscheinen auch wegen der Kleinheit unbedeutend.

Die Hornblende, $\mathfrak{a}$ braungrün, $\mathfrak{b}$ gelb, $\mathfrak{c}$ blaugrün, ist sehr poikilitisch entwickelt. Da das Gestein sehr reichlich von Quarzadern und granatreichen Lagen durchzogen ist, gibt sich ein ganz eigenartiges Bild durch die Ausmessung:

	Prozente
Quarz	12·9
Plagioklas . . .	4·5
Zoisit	1·6
Granat	4·0
Hornblende . . .	77·0
	100·0

Einerseits gibt die hohe Hornblendeziffer den Hinweis auf echten Amphibolit. Anderseits zeigt die hohe Quarzziffer die Durchsetzung mit Lagen an. Schliffe anderer Stücke würden zweifellos auch einen orthoklastischen Anteil aufweisen. Jedenfalls ist die reiche Durchlagerung mit unverwandten Lagen ein Merkmal dieses Typus, welches jedoch der Einreihung keine Schwierigkeiten bereitet.

Nr. 85. Gebänderter Amphibolit, Gleinalpe.

Fundort: Am Weg Gleinalm—Brendlstall, unter dem Steinmarterl, dem Ochsenkreuz gegenüber.

Aeußerlich feinschiefrig, schwarz mit zahlreichen $^1/_2$—1 *mm* mächtigen weißen, oft feinfaltig eingekneteten Lagen, trotzdem ebenschiefrig.

U. d. M. streng || Anordnung und Streckung der Hornblenden und der Zoisite. Sehr merkwürdig ist die unter 30° die ganze Schliffmasse durchsetzende Absonderung der Hornblende, die sich in feinsten Rissen verrät, vielleicht sind dies die Spuren einer ehemaligen Feinschichtung geneigt zu *s*, welche da zur Abbildung gelangten.

	Prozente
Quarz	5·1
Zoisit	10·1
Hornblende . . .	84·8
	100·0

Bemerkenswert wäre noch der Pleochroismus der Hornblende: gelb, ölgrün, blaugrün. Die Hornblenden bilden teilweise auch kleine Idioblasten in Quarz. Homöoklastische Reihe: Zoisit, Hornblende, Quarz.

Nr. 86. Gemeiner Amphibolit, Stub.

Fundort: Abhang des Schwarzkogels gegen die lange Tratten.

Ansehen schwarz, massig, mit unregelmäßig begrenzten, weißen Fleckchen von einem durchschnittlichen Durchmesser von 1 *mm*, vielfach auch darunter.

Die Hornblende bildet breit tafelige Individuen mit $\mathfrak{a}$ gelb, $\mathfrak{b}$ ölgrün, $\mathfrak{c}$ blaugrün, nicht poikilitisch. An den Grenzen gegen Feldspat beobachtet man Körneraggregate, welche vielleicht aus Zoisit, wahrscheinlicher aus Klinozoisit bestehen. Die Plagioklase, meist größere Individuen, sind meist zwillingslamelliert, ziemlich klar, oft schalig gebaut. Ihre Natur konnte ich nicht näher erkennen.

Aufbau:

	Prozente
Plagioklas . . .	8·7
Zoisit	2·9
Rutil	6·6
Hornblende . . .	81·8
	100·0

Nr. 87. Massiger Amphibolit, Stub.

Fundort: Wegteilung—Almhaus, unter Marmor $\mathfrak{b}$.

Makroskopisch massig, schwarz, an einer Seite durchgehende Marmorlassen, verknetet mit reichlichem pistazgrünem Epidot. Der Amphibolit selbst weist nur ganz wenig helle Gemengteile auf. Korn sehr fein.

Im Schliff beobachtet man Hornblende mit den Farbtönen hellgelb, tiefbraungrün, grün mit bläulichem Stich. Sie ist allgemein wenig poikilitisch. Hin und wieder erscheinen Meroxenschollen mit sienaroten Tönen ins Hornblendegewebe eingekeilt. Zerstreute, größere Kalzit-Xenoblasten zeigen häufig einen Hof von epidot-feinkörnigem Gemenge zwischen sich und der Hornblende. Doch grenzen die beiden letztgenannten Mineralien auch direkt, ohne auffällig gestaltete Scheidelinie, aneinander. Rutil ist nicht reichlich. Andere oxydische Erze fehlen.

Nr. 88. Schiefriger Amphibolit, Stub.

Fundort: Rappold-Südgrat, gegen Salzstiegel zu.

Auf Quer- und Längsbruch beobachtet man, nur ganz spärlich verteilt im dunkelgrünen Hornblendegewebe etwas Granat und Quarz-Feldspatgemenge. Am Hauptbruch ist sehr hübsch eine garbenähnliche Anordnung der 5—8 *mm* langen, 1 *mm* dicken Hornblendeprismen zu beobachten.

Das Mikroskop zeigt dazu noch lange, in getrennten Zügen nach *s* angeordnete Rutilansammlungen. Die Hornblende ebenfalls etwas bräunlichere Farbtöne, wie sonst vielen Amphiboliten eigen. Die Anordnung derselben ist streng nach *s*.

Der Anteil der Hornblende beträgt hier wie auch bei Nr. 87 weit über 85%. Textur ebenschiefrig.

Nr. 89. Amphibolit, titanitreich, Weg Gaberl—Wegteilung.

Fundort: Südlich vom Gaberl beim Marterl im Profil 1599—Gaberl.

Graugrün, feinkörnig, mit freiem Auge ist in diesem Gestein kaum außer Hornblende ein Gemengteil wahrzunehmen.

U. d. M. herrscht eine sehr blaßfarbige Hornblende. a fast farblos, b schmutziggrün, c schwach blaugrün. Die Schieferung ist angedeutet durch Zeilen zahlreicher kleiner Titanitkörner. Außerdem sieht man hin und wieder einen Schnitt von Zoisit sowie fast farblose Durchschnitte von nicht skelettförmigen, jedoch an farblosen Einschlüssen reichen Granat. Seltener sieht man schwarzes, manchmal in Rutil übergehendes Erz. Schwarze Erzkörner nehmen oft auch den Kern der Titanitkörner ein. Der Ausmessung nach beträgt der Titanitgehalt etwa 15%. Auf Granat und Zoisit entfallen 5%. Der Rest ist Hornblende.

Nr. 90. Amphibolit, granat- und feldspatführend. Wegteilung—Almhaus.

Fundort: Weg zwischen Almhaus und Wegteilung. Lage zwischen Rappoldglimmerschiefern.

Handstücke graugrün bis schwarzgrün, mit 1 *mm* breiten und schwächeren weißen Lagen sowie mit hellen kleinen Flecken, die zum Teil von Granat herrühren.

Hornblende herrscht weitaus, der Pleochroismus bewegt sich in sehr hellen Tönen. Merkwürdig sind die farblosen Inseln im Hornblendegewebe. Dieselben bestehen zum Großteil aus Plagioklasen, welche reichlich Säulchen von Zoisit α enthalten. Manchmal beobachtet man schwach strahlige Anordnung um fast farblosen gegen das Feldspataggregat zu streng idioblastischem Granat.

Ferner beobachtet man auch strahlige Aggregate eines farblosen, braun bestäubten Minerals mit einer Spaltung, optisch positiv, Brechung stärker wie Feldspat, Doppelbrechung ebenfalls etwas stärker. Dieses Mineral, das wegen der Kleinheit und Seltenheit nicht weiter untersucht werden konnte, ist wahrscheinlich Salit.

Erz, Rutil und Erz mit Leukoxenhöfen durchziehen in parallelen Zeilen alle Gemengteile.

Nr. 91. Dünnplattiger Amphibolit, Gleinalpe.

Fundort: Beim Steinmarterl gegenüber Ochsenkreuz. Weg zum Brandlstall von der Gleinalm aus.

Ein massig aussehendes Gestein und ein dünnplattiges sind dort unmittelbar nebeneinander anzutreffen und besitzen dieselben Gemengteile. Tafelige Hornblende mit weichem Glanz und Schimmer der Spaltflächen, ungefähre Größe 2 × 2 *mm*, ist absolut herrschender Gemengteil. Abgetrennte Splitter zeigen das satte Grün dunklen Strahlsteins.

Im Schliff beobachtet man an ihr a sehr hellgelb, b blaßgelbgrün, c hellblau mit Stich ins Grüne. Auslöschung auf 110 = 15° 40'. (Mittel aus 5 Messungen) an Splittern. Die Ausmessung ergab:

	Prozente
Hornblende . . .	95·0
Rutil	4·5
Zoisit	0·5
	100·0

Rutil durchschwärmt in winzigen goldgelben Kriställchen gleichmäßig das Gestein. Zoisit, ganz vereinzelte, in Fugen eingekeilte Körner, mit den bekannten charakteristischen Eigenschaften.

d) Mylonite.

Nr. 92. Mylonit: Zoisitamphibolit + Gneis.

Schmale Zone zwischen Marmoren, Serie über dem P. 1634 zwischen Schwarz- und Wölkerkogel, Stub.

Aeußerlich schwach schiefrig, mittel- bis feinkörnig, grauschwarz.

Das Mikroskop zeigt eine merkwürdige Vergesellschaftung.

Quarz spärlich. Orthoklas und Perthit in erheblicherer Menge. Plagioklas sehr zurücktretend, Natur nicht feststellbar. Körniger Zerfall der Feldspäte ist verbreitet, lichte Kaolinisierung allgemein.

Zoisit, zerbrochene Säulen mit Querabsonderung, tritt etwa in der Menge des Plagioklases auf. Etwas Epidot durchsetzt oft die Hornblende, welche auch Rutil in erheblicher Menge führt und folgenden Pleochroismus zeigt: $\mathfrak{a}$ gelblichgrün, $\mathfrak{b}$ dunkelgrün, $\mathfrak{c}$ blaugrün. Chlorit tritt in größeren kräftig von gelb nach grün pleochroitischen, strahlig gebauten Aggregaten auf. Meroxen kommt in zwei Formen vor. Die erste davon ist klein, normal pleochroitisch, scheitförmig und zeigt ein deutliches Sandersches *s* an. Die zweite ist groß und sucht die Gesellschaft der Hornblenden, mit der sie in Beziehungen zu stehen scheint, sie ist jedoch vereinzelt.

Granat spärlich, ist jener der Amphibolite. Etwas Muskowit, eine erhebliche Menge von opakem Eisenerz vervollständigen die Liste.

Der Ausmessung nach entfallen auf:

	Prozente
Quarz	12·5
Orthoklas etc. . .	17·8
Plagioklas . . .	5·5
Muskowit. . . .	0·2
Meroxen	13·5
Hornblende . . .	19·7
Granat	1·5
Zoisit etc. . . .	4·0
Chlorit	15·5
Erz, Rutil etc. . .	9·3
Apatit.	0·5
	100·0

Im Schliffe erscheinen nach eingehender Betrachtung zwei wesensfremde Gesellschaften vermischt vorzuliegen:

1. Hornbende, große Meroxene, Chlorit, Plagioklas zum Teil, Zoisit, Granat, Rutil, Erz.

2. Scheiter-Meroxen, Quarz, Orthoklas etc., etwas Plagioklas, Muskowit, etwas Erz.

Es hat den Anschein, als wenn Brocken dieser zwei Gesellschaften miteinander verpreßt worden wären. Die eine Gesellschaft entspricht einem Zoisitamphibolit, die andere einem Gneis. Zusammen liegt eine Form der obersten Stufe vor.

Allgemeines zum Kapitel Amphibolite.

Anhaltspunkte für die Gliederung der Amphibolite.

Bei der Betrachtung einer Aufsammlung aus unserem Arbeitsgebiet ist man zunächst versucht, eine recht große Gruppe von Gesteinen als Amphibolite zusammenzulegen: Alles, was im Vorstehenden unter dem Namen Kränzchengneis, Granathornblendegneis, Feldspat-, Zoisit- und gemeiner Amphibolit beschrieben worden ist, möchte man da einreihen. Die eigene Stellung der ersten zwei eben genannten Gruppen habe ich bereits eingehend dargelegt. So blieben immerhin noch drei übrig. Die Gesichtspunkte, welche zu deren Trennung führen, sind von folgenden Erwägungen geleitet worden.

Schiefrige Formen, bei welchen die hellen Gemengteile eigene Lagen bilden, stehen im Gegensatz zu solchen, bei denen die hellen und dunklen Gemengteile keiner Regelmäßigkeit in bezug auf die Verteilung folgen und daher eher massig erscheinen.

Unter der zweiten Abteilung finden sich Gesteine, deren Gehalt an hellen Gemengteilen noch sehr bedeutend ist und andere, bei welchen die Hornblende allein den Gesteinscharakter bestimmt.

Davon bezeichne ich Gesteine mit über 80% Hornblende + Chlorit als gemeinen Amphibolit. Die übrigen nach der Bedeutung der hellen Gemengteile als Feldspat, bzw. Zoisitamphibolit.

Sucht man unter der ersten Gruppe nach einer gleichwertigen Gliederung, so bewirkt zunächst das Auftreten der hellen Lagen eine Erschwerung. Insofern diese hellen Lagen aber als aplitische, ursprünglich gesteinsfremde Anteile gedeutet werden können, ist die Schwierigkeit zu überwinden: Da nämlich dann dieses Material nicht mitgezählt zu werden braucht. Das Hauptgestein läßt dann mit Hilfe der Grenze von 80% die Gliederung zu.

In der Praxis hat sich die Trennung leicht durchführen lassen, da bei Berücksichtigung aller mitbestimmenden Faktoren (Erz, Rutil, Salit etc.) eigentliche Uebergangstypen, ich meine solche, welche der willkürlich angenommenen Grenze von 80% unbequem nahe liegende Formen, fehlten.

Vielleicht ist dies schon im allgemeinen Verhältnissen der entsprechenden Massengesteine begründet. Zwischen Gabbro und Peridotit usw. kenne ich keine allmählichen Uebergänge. Es wäre nicht ver-

wunderlich, wenn sich dies auch auf die entsprechenden Formen unter den kristallinen Schiefern übertrüge.

Für die im Stubalmgebiet beobachteten Gesteine wäre die den Massengesteinen entsprechende Reihe (Diorit—Gabbro—Peridotit—Pyroxenit etc.) gegeben durch: Kränzchen- und Intersertalgneis—Granathornblendegneis — massiger gemeiner Amphibolit. Feldspat-, beziehungsweise Zoisitamphibolit würden als Aequivalente melanokraten Ganggefolges von Dioriten und Gabbros anzusehen sein, nicht etwa als Uebergangsglieder von oben genannten Gruppen.

Auf dieser Grundlage halte ich eine ausbaufähige Gliederung des weiten Amphibolitbegriffes für möglich und habe hier auch versucht, dieselbe durchzuführen.

V. Serpentin.

Der Serpentinstock vom Ochsenkreuz, Gleinalpengebiet und seine Begleiter.

Nr. 93. Tremolitserpentin [1]).

Der Weg vom Gleinalmschutzhaus zum Brendlstall quert einen flachen Sattel zwischen Roßkogel und Ochsenkogel. Auf diesem Sattel bemerkt man eine niedere Felsgruppe, auf welcher das Ochsenkreuz steht. Die Felsgruppe selbst ist der Serpentin. Der Fundort scheint bisher nirgends erwähnt worden zu sein. E. Spengler fand vor einigen Jahren einen Serpentin in dieser Gegend, jedoch östlich vom Ochsenkogel bis südöstlich vom Brendlstall. Das nun zu beschreibende Vorkommen aber liegt westlich des Ochsenkogels und nordöstlich vom Brendlstall, ist also ein anderes.

Mit freiem Auge sieht man ein massiges Gefüge von weißen, seidig-faserigen Körnern und hellgrüner Füllsubstanz, sehr selten kleine Erzputzen. Am Ostende des Aufschlusses war beim Zerschlagen von Felsbrocken auch bräunlich-weißer, seidiger Asbest zu finden.

U. d. M. sieht man blaßgrünen Antigorit sowie ein sehr reichliches, weißes Hornblendemineral. Auf Querschnitten zeigt es die charakteristische Spaltung, die Längsschnitte sind faserig, die Fasern breiten sich oft fächerförmig aus. Dieses Mineral ergab sich als Tremolit. Ferner war in einer Randpartie auch etwas Asbest zu bemerken. Im Antigorit beobachtet man mehrfach Stellen, die wie Olivin in Serpentinisierung aussehen. Man gewahrt die typischen Kristallumrisse des Olivins, der Innenraum besteht aus einem Maschenwerk von Faserserpentin und aus rhomboedrischem Karbonat, welches aus Mangel an Spuren von Limonitisierung auf den Spalten sowie wegen seiner optischen Eigenschaften als Magnesit gedeutet werden darf. Der Anteil der Karbonate ist jedoch sehr klein, wofür als Beleg anzuführen ist, daß gepulverte Felsproben weder bei Behandlung mit heißer, noch mit kalter Säure merklich Gas entwickelten.

---

[1]) Antigoritserpentin, tremolitführend.

Magneteisen tritt nicht in besonderer Menge auf.

Andere Mineralien als die erwähnten haben keinen Anteil am Aufbau.

Nr. 94. Strahlsteinschiefer.

Fundort: Am Ostende des Serpentins ist Almwiesenboden. Aus diesem ragen die Trümmer des Strahlsteinschiefers heraus.

Die Handstücke zeigen hellgrasgrüne Stengel von Aktinolith in schiefriger Anordnung. Die Kristalle sind 2—4 *cm* lang und 0·3—0·5 *cm* breit und sind stellenweise schwach gebogen. Hin und wieder sind auch flache Nester von sehr hellfarbigen, bräunlichen oder grünlichen Talkschüppchen zu beobachten.

U. d. M. sieht man die Stengel des Strahlsteins das Schliffbild völlig beherrschen. Manche sind von faseriger Feinheit. Aus einem Pulverpräparat konnten folgende Daten entnommen werden:

Strahlstein. Auslöschung auf $110 = 14^0\ 30'$. Mittel aus 5 Messungen an verschiedenen Splittern.

Talk. Weiche, sehr blaßgrüne Schüppchen, $2e$ kleiner als 20^0.

Ein Vergleich mit den Spenglerschen Angaben zeigt manche Abweichung. Das von Spengler als Siderit diagnostizierte Mineral, das mit freiem Auge schon sichtbar sein soll, fehlt. Auch Talk war im Serpentin selbst nicht aufzufinden. Der Tremolit, den der besagte Autor ja auch anführt, kommt hier im massigen Serpentin vor, nicht angereichert in schiefrigen Partien desselben, auch nicht angereichert auf Klüften. Die Spuren von Olivin, welche Spengler vermißt, sind — wie aus der Beschreibung hervorgeht — hier wohl aufzufinden. In den übrigen Belangen herrscht Uebereinstimmung.

Sehr interessant sind die Analogien, welche sich in bezug auf Mineralbestand sowie auf die Begleitgesteine beim Vergleich der durch Becke so genau bekannt gewordenen Serpentine des Waldviertels mit diesem Gleinalmserpentin ergeben. (F. Becke, Gneisformat des niederösterreichischen Waldviertels. Tsch. Min.-Petr. Mitt. 1882, S. 336 ff.) Der Tremolitserpentin von Latzenhof bei Felling mit seinen Begleitgesteinen könnte geradezu hieher versetzt worden sein. Der Gleinalm-Serpentin teilt mit ihm das Fehlen des sekundär ausgeschiedenen Magnetites, ganz abgesehen von den übrigen Erscheinungen, welche so, wie sie an dieser Stelle beschrieben wurden, auch im Latzenhofer Serpentin von Becke beschrieben wurden. Die Uebergangsreihe Plagioklasamphibolit—Serpentin ist auch hier auf engem Raum wiederzufinden. Vom Serpentin Nr. 93 ausgehend, kommt man in die Zone der Strahlsteinschiefer Nr. 94, dann zu feldspatfreien Formen von Amphiboliten Nr. 91 mit strahlsteinähnlichem Amphibol, hierauf über Nr. 85 mehr zoisitführenden Formen und auch zu feldspatreicheren Formen.

Der im Strahlsteinschiefer auftretende Talk dürfte nach den Beobachtungen Beckes (Umwandlung des Tremolites in Talk im Serpentin selbst) auf Tremolit zurückgeführt werden können. Es wäre dann im Strahlsteinschiefer jenes Glied der Reihe zu sehen, welches

durch die unmittelbare Nähe des Serpentins auch Tremolit führen kann, so wie Becke einen solchen Strahlsteinschiefer anführt, welcher Olivinkörner enthält.

VI. Glimmerschiefer.

a) Hellglimmerschiefer.

Nr. 95. Granatglimmerschiefer, Gleinalpe.

Fundort: Weg Gleinalm—Brendlstall.

Handstück hellgrau, durch hellen Glimmer glitzernd, Quarzreichtum am Handstück sofort auffallend. Quarz bildet strangförmig auswitternde Partien, die durch dünne Glimmerlagen getrennt sind. Meroxene treten makroskopisch ganz zurück. Textur etwa ebenschiefrig-flaserig. Das Gestein enthält zahlreiche, stark rotfärbige, 2—3 *mm* große Granaten. In den Grübchen, aus welchen dieselben ausgefallen sind, setzt sich kein Rost an.

U. d. M. beobachtet man ungeregeltes Quarzkörnergefüge, Korngröße sehr wechselnd, mit vereinzelten Meroxeneinschlüssen.

Sehr wenig Feldspatkörner, meist durch ihre Trübung gleich auffallend, verzahnen sich im Quarzgefüge.

Hellrosa Granaten, vom Kern bis zur Schale mit Einschlüssen erfüllt, Meroxen und Quarz als stellenweise sehr deutliches s_i führend, ist oft von Glimmer-, bzw. Glimmer- und Chlorithäuten umsäumt.

Meroxen, tiefbraun, mit rötlichem Stich, ziemlich großem Achsenwinkel, manchmal baueritisiert, verteilt sich gleichmäßig auf den Schliff. Seine Ränder zeigen deutlich eine abgerissene Kontur.

Muskowit, Achsenwinkel ($2e = 73^0$) scheint in der Lage an s gebunden.

Chlorit ist nur in der Hülle der Granaten, die übrigens mit freiem Auge bereits am Handstück wahrnehmbar ist, enthalten.

Turmalin stellt kleine Idioblasten, hellgelb - tiefbraungrün, ziemlich in s.

Ausmessung:

	Prozente
Quarz	70·0
Feldspäte	0·5
Muskowit	7·2
Meroxen	14·3
Granat	7·5
Turmalin	0·5
	100·0

Nr. 96. Hellglimmerschiefer, Stub.

Fundort: Schwarzkogel-Gipfel.

Das Handstück ist ebenschiefrig, der Hauptbruch blättrig vermöge stärkeren Hervortretens der Muskowite. Granaten fallen bedeutend weniger auf, wie bei Nr. 95. Die Flaserigkeit durch Auftreten aplitischer Zwischenlagen ist am ebenen Querbruch auffallend.

Das Aussehen im großen und ganzen bewog mich zur Einreihung in die Gruppe der Hellglimmerschiefer. Doch geschieht dies unter Vorbehalt.

Ausmessung:

	Prozente
Quarz	42·5
Orthoklas	13·0
Plagioklas	4·6
Muskowit	12·0
Meroxen	19·8
Granat	6·6
Turmalin	1·5
	100·0

Im Schliff bekundet sich allgemeine Kataklase. Die Feldspate bilden Stränge oder linsige Körper mit körnigem Zerfall. Diese Bezirke werden umlagert von Quarzströmen, welche wieder durch Glimmerlagen voneinander getrennt sind. Meroxen, meist baueritisiert, hellgelb-tiefsepia, war näher nicht beobachtbar. Isolierte hellgraugrüne Schüppchen von hellem Glimmer erwiesen sich als Muskowit $2e = 70^0$. Der auch makroskopisch sichtbare Turmalin zeigt einen Pleochroismus hellgelb-tiefsepia und bildet Säulen in *s*.

Zutreffend erscheint mir die Auffassung, daß ein mit aplitischem Material verwalzter Hellglimmerschiefer vorliege. Die Entscheidung fällt mir insofern schwer, als es sich um einen Mylonit oder aber um einen injizierten Schiefer handeln könnte. Im letzteren Falle könnte sogar das injizierte Material ein Rappoldglimmerschiefer sein.

Nr. 97. Disthengranatglimmerschiefer, Stub.

Fundort: Unterhalb der Felsgruppe westlich vor dem Gaberl.

Dieses prächtige Gestein erscheint bei dunkler, blaugrauer Grundfarbe fein gefältelt. Granaten, welche bis zu 2 *cm* Durchmesser besitzen, lassen Gruben mit leuchtendem gelbem oder gelbrotem Limonitmantel zurück, sind jedoch sehr frisch, rein rhombendodekaedrisch, sehr dunkel almandinrot.

Weniger auffällig sind die schwarzgrauen Disthenstengel, welche bis zu 3 *cm* lang werden, wobei sie eine Dicke bis zu 1 *cm* aufweisen. Ihre Farbe ist manchmal auch trüb und schmutzig hellbraun.

Quarz tritt sehr zurück. Muskowit und Meroxen nehmen am Aufbau des Grundgewebes den größten Anteil.

Eine mikroskopische Untersuchung erwies sich vorderhand als unnötig, da die Gemengteile so groß sind.

Nr. 98. Fein- und mittelkörnige Granatglimmerschiefer vom Rappold-Südgrat, Stub.

Fundort: Pfad Rappold—Südgrat—Salzstiegel, in etwa 1740 *m* Höhe, an der Basis des Steilanstieges.

In bedeutungsvollster Weise leitet das mittelkörnige Handstück vom Type Nr. 97, der dagegen ausgeprägt grob erscheint, zum feinkörnigen und dieser ganz unmerklich zum Typ. Nr. 95 über.

Das graue mildschimmernde mittelkörnige Stück ist durchspickt von etwas über erbsgroßen, viel häufiger aber von bedeutend kleineren Granaten mit denselben Eigenschaften wie von Nr. 97. Disthen ist hier selten (im Schliffe überhaupt nicht), fein gefältelte Glimmermassen sind Hauptbildner.

Der Schliff zeigt nichts Wesentliches mehr.

Das feinkörnige, recht ebenschiefrige Stück mit seinen sehr zahlreichen, aber bloß durchschnittlich 1 *mm* großen Granaten weist infolge des Glimmerreichtums am Hauptbruch sehr helle Farbe und lichten kräftigen Schimmer auf. Der Quarzanteil nimmt an Bedeutung zu, was so recht erst im Dünnschliff hervortritt.

Allgemeines zu den Hellglimmerschiefern.

Die Gründe für die Zusammenfassung der Typen Nr. 95—98 sind rein praktische.

Am Salzstiegel beobachtet man direktes und allmähliches Uebergehen der verschieden feinkörnigen quarzreichen Typen in die quarzarmen. Der Name Hellglimmerschiefer soll den auffallenden Unterschied zwischen diesen allen und den Rappoldglimmerschiefern andeuten. Ob die extrem quarzärmeren Vorkommnisse nicht vielleicht besser unter die Tonerdesilikatgneise einzureihen wären, wäre ja schließlich in Anbetracht des Disthens ernsthaft zu erwägen. Aber Uebergänge sind ja überall zu finden und die hier aufgestellte Stoffeinteilung kann ja schon deshalb nicht ein allen Anforderungen der Theorie gerecht werdendes System sein, weil die chemische Durcharbeitung des Materials noch ausständig ist. Es wurde ja auch bereits darauf hingewiesen, wie die Arbeit geworden ist, und darin möchte ich auch eine Entschuldigung für etwaige systematische Verstöße ansprechen.

b) Glimmerschiefer vom Rappold-Typus.

(Rappoldglimmerschiefer.)

Nr. 99. Rappoldglimmerschiefer, Stub.

Fundort: Aufstieg über den Osthang, von der langen Tratten zum Rappoldgipfel. Felsplatten über dem ersten Absatz im Gehänge.

Die dortselbst überall zutage tretenden Felsplatten sind im großen und kleinen gefaltet. In den Handstücken tritt gerade da die Kleinfaltung weniger hervor als an anderen Fundstellen. Das Aussehen ist oft gneisartig; doch beobachtet man auf den unebenen, gewölbten Hauptbrüchen größere Glimmerhäutchen, in einzelnen Stücken durch Verwitterungsprodukte rot gefärbt, in anderen Fällen ein Gemenge scheinbar frischer Muskowite und Meroxene.

Die in wechselnder Menge auftretenden Quarzlagen sind feinkörnig gebaut und auch manchmal rötlich gefärbt.

Der Eindruck ist von dem der Hellglimmerschiefer gänzlich verschieden.

Nr. 100. Rappoldglimmerschiefer, Stub.

Fundort: Am Weg Wegteilung—Almhaus.

Das Handstück ist sehr gneisähnlich, jedoch besitzt es jene feine Fältelung, welche in der Natur uns an den Glimmerschiefern des Rappold selbst entgegentritt.

Infolge der Fältelung erscheinen die Glimmer nicht in so groben Platten wie bei Nr. 99. Hier haben sie eher die Form von Fetzchen. Dagegen scheint mehr Meroxen zu sein wie in der vorgenannten Nummer, was jedoch wohl auf die dort weiter vorgeschrittene Bleichung zurückgeführt werden darf.

Auch hier treten Flecken von Rostfarbe auf. Die Quarzlagen mit oft viertelmondförmigem Querschnitte sind um eine Kleinigkeit grobkörniger gefügt als bei Nr. 99.

Nr. 101. Rappoldglimmerschiefer, Stub.

Fundstelle: Zwischen P. 1599 nördlich von der Wegteilung und dieser selbst.

Dieses Gestein entspricht so vollkommen dem von Nr. 99, daß man die betreffenden Stücke verwechseln und nicht mehr zu unterscheiden vermöchte. Er stammt aus einem flach gewölbten Faltenbogen.

Nr. 102. Rappoldglimmerschiefer, Gleinalpe.

Fundort: Weg Kainach—Pflegerhube—Brendlstall. Abhänge östlich der Pflegerhube.

Dieses sehr schöne Gestein fällt bereits im vorderen Schloßgraben auf, wo es nämlich als Straßen- und Dammbaumaterial Verwendung findet. Es stellt einen glimmerreicheren Rappoldglimmerschiefer dar.

Auf dem leicht und schön gefältelten Hauptbruch verleihen die 4—9 Quadrat-Millimeter großen, papierdicken Glimmerplatten dem Gesteine lebhaftesten Schimmer. Auf den ersten Blick möchte man nur Muskowit konstatieren. Allein die Dünnschliffe zeigen Meroxen in sehr erheblicher Menge. Am Querbruch zeigt sich wieder der hervorragend gneisartige Charakter.

Obwohl die Entfernung von der Stubalpe, damit auch vom geschlossenen Gebiet der Rappoldglimmerschiefer eine sehr bedeutende ist, so sind petrographisch doch diese Vorkommnisse unter die Rappoldglimmerschiefer einzureihen, denn sie sind genetisch gleichwertige Bildungen. Die Aufstellung einer eigenen Abteilung für sie wäre nicht zu rechtfertigen. Wohl aber wäre gegen die Anwendung eines Lokalnamens, wie Rappoldglimmerschiefer, ein Bedenken zu erheben, so möge man sie vielleicht besser als „dunkle Glimmerschiefer“ bezeichnen.

Nr. 103. Rappoldglimmerschiefer, Stub.

Fundort: Nordwestliche Ecke des Wölkerkogels, Liegendes vom Pegmatit d_1.

Bei näherer Betrachtung schließt man dieses Vorkommen direkt an Nr. 102 an. Der große Glimmerreichtum, die Größe der Individuen sowie das Verhältnis Muskowit-Meroxen veranlassen unmittelbar dazu. Ein rein äußerlicher Unterschied liegt darin, daß dieses Vorkommen eine mehr gelbbraune Farbe hat als Nr. 99, während das Vorkommen Nr. 102 grau als Grundton aufweist.

Im Dünnschliff tritt ebenfalls der große Glimmerreichtum, besonders der Meroxenreichtum hervor.

Nr. 104. Rappoldglimmerschiefer, Stub.

Fundort: Rappoldgipfel.

Aeußerlich ist sofort erkennbar, daß es sich um dasselbe Gestein wie unter Nr. 99 und Nr. 101 handelt. Der Glimmeranteil ist etwas höher. Am Querbruch ist der Charakter derart gneisartig, daß man überrascht ist, dann auf der ebenen Schnittfläche eine so ausgiebige Fältelung zu zeigen, wie es tatsächlich der Fall ist. Besonders auch der Meroxenreichtum verblüfft. Längs- und Hauptbruch sind in Falten gelegt, von welchen die größeren 0·5—0·7 *mm* Seitenlänge und einen Winkel von 90° bis 120° besitzen.

Es liegen zwei Schliffe vor, davon einer ⊥ auf die Faltenachse. Die Ausmessung ergab, daß Quarz und Biotit auf dem Längs- und Querbruch gleichmäßig verteilt im selben Verhältnis auftauchen. Die Granatführung (äußerlich wegen der Kleinheit nicht wahrnehmbar), ist im Längsschnitt dichter als im Querschnitt; bezüglich der Muskowitführung ist es umgekehrt, und zwar ist der Unterschied ganz bedeutend (3·4 %). Für den Turmalin gilt im wesentlichen dasselbe wie für Muskowit.

Durchschnitt der Ausmessungen beider Schliffe:

	Prozente
Quarz	37·5
Meroxen	48·0
Muskowit	9·2
Granat	5·0
Turmalin	0·3
	100·0

Der Meroxen besitzt Scheitform, braune Farbe mit ganz normalem Pleochroismus. In den Faltenscharnieren setzt er sich zu wirren Nestern zusammen, welche keinerlei mechanische Beanspruchung aufweisen. Turmalin und Granat liegen streng in *s*, Granat zeigt Skelettbildung und Streckung in *s*. Im ganzen genommen handelt es sich um Abbildungskristallisation.

Nr. 104 a. Rappoldglimmerschiefer, Stub.

Fundort: Wegteilung—Altes Almhaus, Zug 35, Osthang.

Das Handstück ist gefältelt, wenn auch nicht stark und sieht äußerlich den Nummern 103 und 106 sehr ähnlich.

Nr. 104 b. Rappoldglimmerschiefer, Stub.

Fundort: Aus demselben Zug 35 wie Nr. 104 a.

Ebenschiefrig, plattig spaltend, Hauptbruch schwach wellig gefältelt. Sehr hellgraubraun. Lepidoblastisch.

Im Dünnschliff ist hervorzuheben die breite, ruhige Scheitform der Glimmer sowie die Querbiotite. Akzessorisch etwas Rutil. Granat, mit freiem Auge nicht sichtbar.

Ausmessung (schief zu Längs- und Hauptbruch):

	Prozente
Quarz	3·0
Meroxen	40·0
Muskowit. . . .	45·5
Erz	5·0
Granat	6·5
	100·0

Teilweise mag die Schnittlage dieses merkwürdige Ergebnis bedingen, teilweise aber auch das Anstreben einer Grenzform unter Einwirkung chemischer Faktoren.

Nr. 104 c. Rappoldglimmerschiefer, Stub.

Fundort: Almhauskopf.

Steht Nr. 104 b sehr nahe, weist jedoch mehr Quarz auf; äußerlich würde eine Verwechslung mit Nr. 104 c so leicht möglich sein, daß eine besondere Beschreibung nicht nötig ist, da nämlich ja die beiden Vorkommen idente Gesteine sind.

Nr. 105. Rappoldglimmerschiefer, Rappold, Stub.

Fundort: Ostabhang des Rappold, Aufstieg von der Tratten, Absatz in Höhe 1820.

Hellgraubraun, streng gefältelt, Granaten äußerlich nicht wahrnehmbar. Sehr ähnlich mit Nr. 99 u. 104. Quarzanteil viel bedeutender wie bei den eben vorher beschriebenen glimmerreichen Nummern.

Dünnschliff. Die große Aehnlichkeit mit Nr. 104 erübrigt eine besondere Beschreibung.

Nr. 106. Rappoldglimmerschiefer, Stub.

Fundort: Almhaus—Ochsenstand, unter dem Kamm.

Aeußerlich mit Ausnahme der Fältelung (Nr. 104 a ist beinahe ebenschiefrig) sehr ähnlich mit den vorhergehenden Nummern. Struktur

grob lepidoblastisch, Schuppendurchmesser 2—5 *mm*. Am Hauptbruch hell silberig mit ferritischen[1]) Flecken.

Ergebnis der Ausmessung, Mittel aus Quer- und Längsbruch:

	Prozente
Quarz	19·0
Meroxen	55·0
Muskowit	26·0
	100·0

Die Dünnschliffe weisen folgende Merkwürdigkeiten auf:

Quarz bildet eckige Trümmer mit Spannungserscheinungen; er durchbohrt stellenweise Muskowit, wobei von den Durchbruchstellen im Muskowit Risse ausgehen, welche zeigen, daß es sich in solchen Fällen um grobmechanische Deformation, nicht etwa um Einschlüsse von Quarz in Muskowit handelt.

Sehr bemerkenswert sind ferritische, goldfarbene Ausscheidungen, sie kommen sehr reichlich vor; sie dringen in Form von Träubchen und Lassen in die Fugen zwischen den Quarzkörnchen ein. Sehr oft beobachtet man in solchen unregelmäßig umrissenen Aggregaten Schwammstruktur, oder auch hübsche Sphärulite. Im Zentrum solcher etwa $^1/_{10}$ *mm* großen Sphärulite beobachtet man meist einen etwa $^1/_{100}$ *mm* großen Hohlraum.

Ueber den Meroxen wäre noch zu bemerken, daß derselbe vollkommen dem in Nr. 104 gleicht, aber fetzig zerrissen ist.

Nach alledem haben wir es mit einer Epiform zu tun.

Bei Untersuchungen der Rappoldglimmerschiefer sind mir oft die feinen, metallisch aussehenden, rot oder bronzig schimmernden Zersetzungsprodukte auf den Hauptbrüchen aufgefallen. Aber nur in diesem Falle 104 a konnte ich diese Häute im Mikroskop verfolgen, allwo sie sich in oben beschriebene ferritische Formen auflösen. Vielleicht bewährt es sich, den Ausdruck Ferrit dafür ausschließlich beizubehalten.

Isolierte Glimmerblättchen erwiesen sich zum Teil als gebleichter oder frischer Meroxen und als Muskowit ($2\,e = 25—30^0$, bzw. 70^0). Genaue Messungen waren bei Meroxen ausgeschlossen wegen der Kleinheit der Fetzchen und der dunklen Farbe. Man bemerkt häufig Meroxen mit dunklem Kern und farbloser Hülle, die Ferritfahnen führt. Die Grenzen zwischen den beiden Teilen verläuft buchtig.

Da der Muskowit Zirkoneinschlüsse führt, die ich sonst nur in Meroxenen enthalten sah, vermute ich, daß ein Teil des Muskowits aus Meroxen hervorgegangen sei.

---

[1]) Ferrit, bzw. ferritisch, ein Ausdruck, welchen J. A. Ippen gern gebrauchte, verwende ich für die weiterhin beschriebenen Zersetzungsprodukte — Eisenhydroxyde —, welche dem Limonit nahezustehen scheinen.

Nr. 107. Rappoldglimmerschiefer, Stub.

Fundort: Wegteilung—Almhaus.

Das Handstück ist außerordentlich ähnlich einem mittelkörnigen grauen Gneis. Die Fältelung sowie die Häufung grober Glimmerschuppen auf dem Hauptbruch lassen aber ohne weiteres den Glimmerschiefer erkennen. An Nr. 100 schließt sich das Vorkommen gut an.

Im Mikroskop fällt die Trümmer- und Fetzchenstruktur sehr auf, besonders der Quarz bildet ein feines Trümmermosaik, in welches winzige Glimmerfetzchen von den Hauptlagen des Meroxens aus eingewandert sind, und zwar scheint die Vermengung rein mechanisch erfolgt zu sein. Auch gehen Chlorit-Lassen quer auf *s* durch, was bezeugt, daß nach der Kristallisation des Gesteins als Schiefer noch eine bedeutende, nicht allen Rappoldglimmerschiefern eigene Durchbewegung mitgemacht wurde.

Nr. 107 a. Rappoldglimmerschiefer, Stub.

Fundort: Weg Gaberl—Wegteilung.

Typischer Rappoldglimmerschiefer mit prächtiger Kristallisation nach der Durchbewegung, sehr hellgrau, mittelkörnig, am Hauptbruch gelbliche Limonithäute auf breiteren Glimmertafeln. Nur unbedeutend gefältelt.

U. d. M. fällt besonders die schöne Kristallisation des Muskowits in *s* auf; dieses Mineral ist sehr stark entwickelt. Sonst nichts Besonderes.

Nr. 107 b. Rappoldglimmerschiefer, Stub.

Fundort: Nordwestliche Ecke des Wölkerkogels unter einem Gestein, welches als Rappoldglimmerschiefer sogleich erkennbar war.

Von Nr. 103, dem dieser Typus sehr verwandt ist, unterscheidet sich Nr. 107 b durch größere Gleichmäßigkeit. Ein auffallend kompaktes, gneisartiges Aussehen, dickplattige Spaltung stehen im Verein mit lebhafter Besetzung der Hauptbrüche seitens heller, schimmernder Glimmerplättchen, die wie neugebildet aussehen und durchschnittlich 4 *mm* Ausdehnung besitzen. Gesamtfarbe sehr hell graubraun.

Nr. 107 c. Rappoldglimmerschiefer (?) Stubgebiet.

Fundort: Weg Lankowitz—Bundschuh. Hohlweg westlich vom Franziskanerkogel.

Die Zugehörigkeit dieser durch Gebirgsdruck stark zermürbten Gesteine zur Gruppe Rappoldglimmerschiefer erscheint mir fraglich. Aber einer anderen Gruppe sind sie nicht zuzuteilen und infolge dieses Umstandes habe ich Nr. 107 c vorläufig, das heißt bis zur näheren Untersuchung dieses Gebietes, hier eingestellt. Aeußere Aehnlichkeit mit den ebenfalls plattigen, aber kompakten Nr. 104 b, 104 c ist gegeben. Da ich infolge der dünnplattigen, stark ausgeprägten Spaltung keinen Querschnitt und Längsschnitt erhalten konnte,

sondern nur einen zum Hauptbruch sehr flach geneigten Schnitt, so ist der Vergleich mit den übrigen Genossen, die Beziehungen haben könnten, schwierig. Ich denke besonders an die diaphtoritisierten und mylonitisierten Cordieritgneise. Das Schliffbild läßt jedoch keine Anhaltspunkte sehen, die eine andere als die Rappoldglimmerschieferrichtung kräftig genug andeuten würden. — Farbe sehr hellbraun, dünklere Lassen durchsetzen ⊥ auf den Hauptbruch in verschiedenen Richtungen.

Nr. 107 d. Rappoldglimmerschiefer, Stubgebiet.

Fundort: Lankowitz — Bundschuh. $^1/_2$ Kilometer unter dem Bundschuh.

Auch hier weist das Handstück auf Rappoldglimmerschiefer. So wie bei 107 c sind jedoch Momente vorhanden, welche die Zugehörigkeit nur als wahrscheinlich erscheinen lassen.

Am deutlichsten weist der Querbruch zu den Rappoldglimmerschiefern. Dort tritt die grobkörnig-gneisartige Textur der genannten Gruppe hervor. Dagegen bietet der Dünnschliff ein sehr verhülltes Bild. Das reiche Auftreten von Turmalin, Muskowit und die Entwicklung von Roteisen, Magnetit, Limonit, geben ein ganz eigenartiges Gepräge. Granat ist makroskopisch mehr zu sehen als mikroskopisch.

Jedenfalls stellt Nr. 107 d ein vielleicht erst durch sekundäre Vorgänge stark verändertes Glied der Familie dar.

Anderseits muß zugegeben werden, daß doch ein gewöhnlicher Rappoldglimmerschiefer übrig bleibt, wenn man die Gastmineralien wegdenkt und den Limonit auf Baueritisierung ehemals reicher vorhandenen Meroxens bezieht.

Nr. 107 e. Rappoldglimmerschiefer, Stub.

Fundort: Weg Wölkerkogel—P. 1653, östlich unter dem Kamm.

Einem dunklen Lagengneis ähnlich, ist dieses Gestein ein Uebergang zwischen den typischen Nummern 99, 103 und 102. Sofort bemerkt man flachbogige Krümmung der deutlich hervortretenden Meroxenlagen, welche auch an einer Feinfältelung, die sich nicht besonders durchsetzt, teilhaben.

Nr. 107 f. Rappoldglimmerschiefer, Kontakt mit Pegmatit.

Dieses sehr interessante Stück stammt von der so außerordentlich reich gegliederten Stelle über P. 1634 zwischen Wölker- und Schwarzkogel. An der Hand der Zwischenstadien Nr. 103 u. 107 b kann die Zusammengehörigkeit mit den Nr. 99 usw. erschlossen werden, soweit es sich um den Glimmerschieferteil handelt. Der andere Teil ist als Pegmatit sehr leicht zu erkennen.

Bemerkungen zu den Glimmerschiefern.

Dieselben Gründe, welche veranlassen, eine recht große Gruppe von Gesteinen als Amphibolite anzusprechen, sind es auch, welche recht viele heterogene Gesteine unter die Glimmerschiefer versammeln. In Grubenmanns System wurde schon lange versucht, die große Gruppe nach chemischen und anderen Gesichtspunkten aufzulösen. Dabei hat es sich herausgestellt, daß für die neu entständenen Gruppen neue Namen notwendig sind, um den Abgliederungen Ausdruck zu geben. Wenn man von einem Glimmerschiefer nichts anderes verlangt als daß Quarz und Glimmer seine Hauptgemengteile sein müssen, so fällt ein sehr großer Teil von Gesteinen in die Glimmerschiefer, die zum Beispiel hier bei den Diaphtoriten der Tonerdesilikatgneise eingereiht sind, abgesehen davon, daß man auch die reichlich disthen- und wenig quarzführenden Formen, Minettegneise etc. hier anschließen würde. Nun ist die Ausscheidung aber tatsächlich nur deshalb gelungen, weil die ganze Skala der Uebergangsformen in unserem Gebiet aufzufinden war. Gerade diese für mich anfangs sehr schwierig deutbaren Formen veranlaßten mich zur Frage: Welche Gesteine sollte ich denn als Typus für die Glimmerschiefer auffassen? Ich fand nun nur den „Rappoldglimmerschiefer" dazu geeignet. Er besitzt große Konstanz in Textur, Struktur und Mineralbestand und ist sehr weit verbreitet.

Daher mögen seine Merkmale noch einmal zusammenfassend dargelegt werden:

Farbe am Hauptbruch dunkelbraun-rotfleckig. Querbruch gelblichweiß oder hellbraun.

Textur: Selten ebenschiefrig, meist intensiv gefaltet und gefältelt. — Struktur am Quer- und Längsbruch mittelkörnig (Korngröße 4—8 *mm*), Hauptbruch blätterig. Gesamtbild gneisartig.

Mineralbestand nach Quantität: {Meroxen + Muskowit} — Quarz — {Granat, Feldspat, Turmalin.} Bei Durchsicht und Ausmessung der Schliffe muß man sehr auf die Schnittlage Rücksicht nehmen und etwa Mittel aus Schliffen || Hauptbruch und Längs-, bzw. Querbruch berechnen, wie dies bei Nr. 104 geschehen ist. (Auch bei anderen!)

Die reinsten Formen zeigen keine Kataklase. Dagegen kommt es vor, daß einzelne Formen von einer nach der Kristallisation erfolgten Kataklase erfaßt worden sind und ferner kommt es auch vor, daß am Kontakt mit Pegmatit die Formen ganz besonders kompakt werden. (Sonst sind sie etwas bröselig.) Immerhin sind nach diesen Merkmalen die Rappoldglimmerschiefer leicht und sicher im Felde zu kennen. Es gibt kein anderes Gestein, mit dem sie verwechselt werden könnten. Granat tritt äußerlich nicht hervor, Turmalin nur im Mikroskop zu sehen.

Erheblich anders steht es mit den „Hellglimmerschiefern". Ihre Bestandmineralien sind: Quarz — Granat — Glimmer, sobald es sich um die reinen, auch als Glimmerschiefer zu bezeich-

nenden Formen handelt. Dagegen auch als Grenzformen: {Granat-Disthen} — {Muskowit-Meroxen} — Quarz, gegen die Tonerdesilikatgneise hin. Sie sind alle eigentlich ebenschiefrig.

Ein gemeinsamer Unterschied von den Rappoldglimmerschiefern ist der, daß hier der Granat stets, dort nie bestimmend auftritt. — Daß die Rappoldschiefer fast nicht abändern, während die Hellglimmerschiefer in Mineralführung und Korn stark abändern. Farbe der Hellglimmerschiefer: weiß bis schimmernd bleigrau, mit kleinen bis nußgroßen roten Granaten in Dodekaedern und von großer Häufigkeit. Gleichzeitig sind auch Lagerungsunterschiede vorhanden.

Aus den Tauern sind durch Becke, Stark u. a. die Glimmerschiefer ebenfalls in helle und dunkle geschieden worden.

Bleibt man dabei, für einen Glimmerschiefer wesentlich nur Quarz-Glimmer, bzw. Glimmer-Quarz zu verlangen, so würde zwar aus der Hellglimmerschiefergruppe ein Teil wegfallen, dagegen würde dadurch die Glimmerschiefergruppe eine erwünscht klare Fassung bekommen, besonders auch dadurch, daß von ihren Gliedern deutliche Sonderung in Quarz- und Glimmerlagen und von letzteren wieder relative Grobblättrigkeit verlangen könnte.

VII. Glimmerquarzite.

Nr. 108. Glimmerquarzit, Rappold, Südgipfel.

Fundort: Rappold, kleines Gipfelplateau, gegen den Steilhang nach S.

Dunkelgrau, gleichmäßig feinkörnig, dickplattig spaltend. Schwach schiefrig, Lagendicke $^1/_2$—1 *mm*!

Der Dünnschliff zeigt eine ausgesprochen granoblastische Struktur, Muskowit fehlt, Meroxen bildet kleine Scheitchen, die überaus gleichmäßig verteilt sind und tiefrote Basisfarbe, in Schnitten ⊥ 001 die Farben weißgelb und dunkelkupferrot aufweisen. Granat etc. nichts besonders zu Erwähnendes.

Ausmessung:

	Prozente
Quarz	64·1
Meroxen	29·4
Plagioklas . . .	2·0
Granat	4·5
	100·0

Nr. 108 a. Grauer Glimmerquarzit, Wölkerkogel, Stub.

Fundort: Bei P. 1653.

Dunkelgrau, sehr gneisähnlich, massig-ebenschiefrig, feinstkörnig.

U. d. M. gewahrt man einen sehr hohen Meroxengehalt. Muskowit mangelt. Pleochroismus des Meroxens: strohgelb-schwarzbraun. Durch-

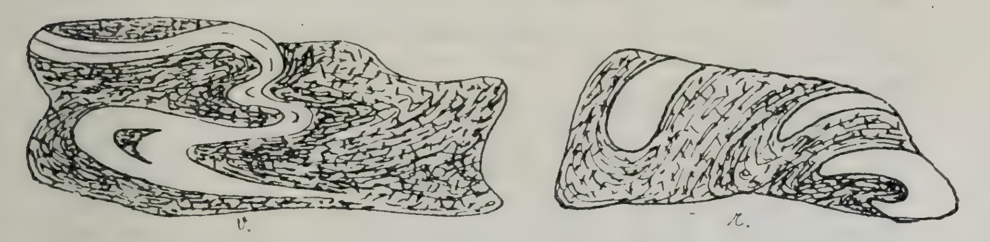
wegs zerrissene Blättchen oder Fetzchen, auf Biegung nicht beansprucht, sondern offenbar durch Scherkräfte geschaffen. Spärlicher, kleiner, gelbroter Granat, oft — wie auch der Meroxen — mit Magnetit reich durchsetzt, ist skelettartig entwickelt. Quarz tritt als feines Trümmermosaik auf. Größer als sonst in dieser Gruppe ist der Feldspatgehalt (Ortho- und Plagioklas). Die Form dieser Mineralien ist allotriomorph. Sie enthalten orientierte Einschlüsse von eigenförmigem Meroxen.

Nr. 109. Glimmerquarzit mit eingepreßtem Quarzit.

Fundort: Rappold-Südgipfel.

Fig. 7 zeigt das Handstück in natürlicher Größe von vorn und rückwärts gesehen. Der graue Glimmerquarzit gehört zu Nr. 108 und 110, während der eingepreßte, rein hellgelbe Quarzit den plattigen Quarziten beim Gatterl der Wegteilung (Nr. 118) entspricht.

Fig. 7. Zu Nr. 109.



v = Vorderansicht. — *r* = Rückansicht.

Natürliche Größe.

Es bildet gerade dieses Vorkommen ein wichtiges Belegstück für die Auffassung der Glimmerquarzite in ihrer heutigen Form. Die Einknetung eines Materials, wie es der spröde Quarzit ist, in einer so komplizierten Weise und in solcher Innigkeit, wie es die Zeichnung andeutet, bedingt eine ursprüngliche kräftige Durchbewegung und eine darauffolgende kräftige Kristallisation. Dies möge hier bemerkt sein; eine volle Würdigung der Erscheinung folgt am Ende dieses Abschnittes.

Nr. 110. Grauer Glimmerquarzit, Stub.

Fundort: Almhauskopf–Brandkogel, Nordhang, Zug 17. Zwischen Marmor und Pegmatit.

Das Handstück ist das verhältnismäßig grobkörnigste dieser Gruppe und besteht aus 2—3 *mm* mächtigen grauen Lagen. Ebenschiefrig.

U. d. M. beobachtet man Maschenstruktur an den Quarzlagen. Darauf wird anläßlich anderer Vokommen noch abgehandelt. Die von

den Quarzlagen gut getrennten Glimmerlagen bestehen aus gleichmäßigen Scheiben. Muskowit fehlt, Meroxen hat denselben Pleochroismus wie in Nr. 108. Granat zeigt langgestreckte skelettische Formen; als Einschlüsse führt er Quarz, Erz, Meroxen, welche ihn als geordnetes *si* durchziehen.

Ausmessung:

	Prozente
Quarz	68·0
Meroxen	25·5
Granat	4·0
Plagioklas . . .	2·5
	100·0

Nr. 111. Glimmerquarzit, Schwarzkogel, Stub.

Fundort: Liegendes des Schwarzkogelprofils bei der langen Tratten.

Feinkörnig, hellgraubraun mit kleinen schwarzen Putzen. Muskowit merkbar.

U. d. M. sieht man ein grobmaschiges Quarzgewebe. Die Körner sind durch feinste, oft mit Limonit oder Ferrit ausgekleidete Spalten voneinander getrennt.

Meroxen gleicht ganz jenem von Nr. 113, $2e = 51^0$. Gänzlich gebleichte Blättchen zeigten denselben Achsenwinkel. Granat blaßfarbig, stets skelettartig entwickelt, zeigt Einschlüsse von Quarz, Meroxen, Turmalin. Einige zeigen randlich korallenartig angeordnete Fiederchen, die ich für Sillimanit halte. Sehr interessant ist der Bau einiger Turmaline, welche streng idioblastisch auftreten, eine erzreiche Kernschicht, hellere Mittel- und dunkle Randschicht besitzen. Braune Farbtöne sind diesem Mineral hier eigen.

Ausmessung:

	Prozente
Quarz	51·9
Meroxen	28·5
Muskowit	5·5
Granat	10·2
Turmalin . . .	3·9
	100·0

Nr. 112. Glimmerquarzit, Stub.

Fundort: Kuppe mit dem alleinstehenden Baume, beim Soldatenhaus. Ueber Pegmatit.

Handstück graubraun, feinkörnig, dickplattig. Sehr nahe dem Vorkommen Nr. 113 verwandt, wäre die Beschreibung letztgenannter Nummer für hier folgendermaßen zu ergänzen.

Quarz veranlaßt eine viel undeutlichere Maschenstruktur, die gelegentlich in Zahnquarzstruktur übergeht. Auch kleine Zerreibsel von Quarz treten auf. Ein Turmalin, streng in *s* dieses ebenschieferigen

Gesteins ist gelb-dunkelbraun pleochroitisch. Meroxene zeigen Biegung. Ein mächtiger Querbiotit zum Beispiel, welcher in eine glimmerreiche Lage hineinreicht, zeigt starke Biegung des Endes. Auch andere größere Meroxene zeigen ähnliches. Muskowit in wenigen breiten Scheiten, besitzt ein unverlegtes *si* aus Erz. nds_1 nachkristallin, hat somit in *s* auf Meroxene gewirkt, jedoch nicht so stark, daß Zerreißung stattgehabt hätte.

Ausmessung:

	Prozente
Quarz	55·8
Meroxen	27·1
Muskowit . . .	2·0
Plagioklas . . .	4·5
Turmalin	1·9
Granat	8·7
	100·0

Nr. 113. Glimmerquarzit aus dem Profil Wegteilung–Almhaus

Fundort: Ueber dem Marmorzug β und vor dem folgenden Pegmatit.

Dieses reinkörnige hellgraubraune Gestein spaltet ziemlich dickplattig. Textur ebenschiefrig. Lagendicke $^1/_2$—1 *mm*. Granat mit einem Durchmesser bis zu 1 *mm* ist spärlich und mißfarbig, so daß er dem unbewaffneten Auge nicht auffällt.

U. d. M. sieht man den Quarz zum Teil kleine Augen bilden, zum größeren Teil jedoch gerade oder sanft bogige, meist doppelte, oft auch dreifache Pflockreihen formen. Bei schwächerer Vergrößerung vermeint man ein sehr regelmäßiges, dunkles Maschenwerk vor sich zu sehen, die Maschen werden erfüllt von kubischem, kurzprismatischem oder auch kugeligem Quarz, der sehr einschlußarm ist. Bei stärkerer (310 facher) Vergrößerung beobachtet man, daß die dunklen Maschen von Luft herrühren, welche die Fugen erfüllt und daß die Ränder der Quarzkörnchen doch nicht so regelmäßig verlaufen, wie es bei schwacher Vergrößerung aussieht, sondern daß ihre Grenzen zart buchtig, unregelmäßig grubig sind. Spannungserscheinungen sind nicht zu beobachten. Meroxen ist manchmal in die Fugen eingeklemmt.

Feldspat. Hin und wieder tritt ein klarer, fein gestreifter Plagioklas auf, dessen Natur nicht bestimmt werden konnte. Er bildet kleine Holoblasten, durch welche Meroxen als unverlegtes *si* hindurchsetzt.

Muskowit in kleinen Scheiten ist nicht häufig.

Meroxen mit sienarot auf 001, im übrigen mit einem auffallenden Pleochroismus von sehr hellgelb nach dunkelrot mit violettem Stich, baut selbständige Lagen aus kleinen Scheiten und Fetzchen auf. Hin und wieder bildet er auch größere Holoblasten. Außer etwas Erz zeigt er wenig Einschlüsse. Isolierte Blättchen zeigten sich häufig randlich gebleicht. Rand und Kern zeigen jedoch gleichen Achsenwinkel $2e = 30^0$.

Granat. Fast alle Granaten sind oblong, nur relativ große annähernd isometrisch. Die kleinen sind durchgehends schwach gelblich gefärbt, die großen blaßrosa. Sie sind an Einschlüssen: Quarz, Meroxen, opake, staubartige Substanz. Eigentliche Skelettbildung fehlt. Doch findet man Anklänge dazu und Mörtelkränze.

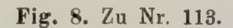
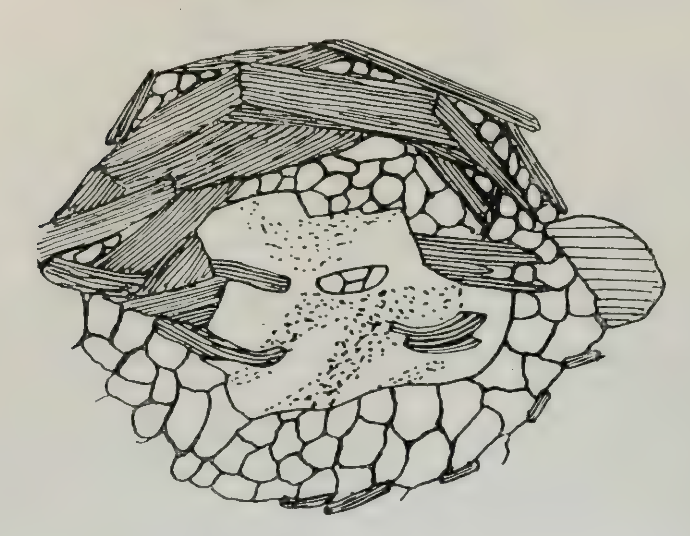


Fig. 8. Zu Nr. 113.



Granat.

Strukturbild mit Polygonalbögen von Meroxen, Quarzmosaik und *si*.

Die Meroxene bilden zum Teil Polygonalbögen, zum Teil setzen sie als Einschluß durch den Granat hindurch. Die durchgehenden, mit Meroxen gleichgerichteten Einschlußzonen aus opaker Substanz scheinen von einem resorbierten Mineral (Meroxen?) herzurühren. Der Mörtelkranz besteht aus Quarzkörnchen. (Fig. 8.)

Die Ausmessung ergab:

	Prozente
Quarz	53·3
Plagioklas	1·0
Meroxen	36·0
Muskowit	2·0
Granat	7.7
	100·0

Gefüge und dessen Deutung. Infolge der bedeutenden Vormacht der körnigen Gemengteile sowie infolge der Kleinheit der Glimmerschüppchen ist das Gepräge ausgesprochen granoblastisch. Dies fällt um so mehr auf, wenn man Handstücke und Schliffe der Rappold-

glimmerschiefer z. B. oder anderer echter Glimmerschiefer des Gebietes damit vergleicht. Die Anordnung der Gemengteile läßt eine ursprüngliche Feinschichtung erkennen; dafür zeugen Quarz und Meroxen sowie das feine *si* aus Erz im Meroxen.

mds tritt dem Beobachter in den oblongen Granaten, in deren *si* aus Meroxen und in den Plagioklasen mit dem gleichen *si* entgegen. Auch die Unversehrtheit der Meroxenscheitchen ist ein Zeuge hierfür.

nds ist dagegen sehr geringfügig und beschränkt sich auf Lockerung des Quarzgefüges sowie Einklemmung der Meroxene.

Die Durchbewegung kann nach alledem keine heftige gewesen sein. Dagegen müssen Kristallisationsvorgänge diesen vermutlich ehemaligen glimmerigen Sandstein kräftig erfaßt und zum kristallinen Schiefer umgeprägt haben.

Nr. 114. Grauer Glimmerquarzit, Stub.

Fundort: Rappold-Südgipfel.

Feinstkörnig, dunkelgrau, äußerlich ganz ähnlich den Nr. 108, bzw. 108 a. Spaltet dickplattig, am Quer- und Längsbruch ist die Textur geradezu massig.

Der Schliff zeigt ein gleichmäßiges Gemenge von feinen Quarzkörnchen und Meroxenschüppchen. Im Verein mit der warmen Sienatönung des Meroxens finden wir wieder Muskowit sowie feinstverteiltes Magneteisenerz, dessen größere Partien deutlich beim Abblenden den charakteristischen Reflex geben. Etwas skelettartiger Granat ergänzt die Mineralgesellschaft.

Im ganzen genommen, liegt wieder ein feines Mosaik von Quarzsplittern und Glimmerfetzchen vor. Turmalin fehlt.

Auch im Schliff erscheint die Ebenschiefrigkeit nur angedeutet. Es ist ja die Mehrzahl der Meroxen-Scheitchen in ein *s* eingestellt, aber für eine große Anzahl derselben gilt dies nicht, die liegen ganz wirr und die Mineralgesellschaft ist nicht in getrennte Glimmer- und Quarzlagen gesondert.

Nr. 114 a. Grauer Glimmerquarzit, Stub.

Kontakt mit Pegmatit. Soldatenhaus—Wegteilung Zg. 27.

Turmalinführender Pegmatit ist hier im Kontakt mit einem grauen, hellen, feinkörnigen Gestein, welches sich aus dem Dünnschliff als heller Glimmerquarzit ergibt, da in ihm die Kombination Quarz-Meroxen (großer Quarzgehalt) herrscht. Der Pegmatit, dessen prächtige klare Feldspäte (Plagio- und Orthoklase) viel orientierte Muskowiteinschlüsse führen, ist mechanisch nahezu unbeeinflußt. Der Glimmerquarzit ist in heutiger Form ersichtlich aus einem Trümmermosaik hervorgegangen. Kleine Meroxene bilden idioblaste Einschlüsse in Quarzen, größere haben eine immerhin wahrnehmbare Rundung des bei anderen noch fetzigen Randes erhalten, endlich ist Muskowit und etwas Feldspat unmittelbar am Kontakt aufgenommen worden, womit angedeutet ist, daß der Kontakt kein rein mechanischer war.

Nr. 114 b. Grauer Glimmerquarzit, Wegteilung—Gaberl, Stub.

Fundort: Zwischen Rappoldglimmerschiefern und weißem Quarzit, Strecke 1599—Wegteilung.

Das Handstück ist etwas mehr ebenschiefrig als die mehr massigen Nr. 107 etc., auch gröber körnig und heller grau.

Im Dünnschliff fallen die bizarr skelettförmigen, blassen Granaten auf, welche, so wie die Meroxenscheitchen, in *s* abenteuerlich langgestreckt auftreten. Farbentönung des Meroxens sehr blaßgelb, tiefbraun, auf der Basis Siena. Quarz bildet ein ausgedehntes Trümmermosaik. Turmalin fehlt.

Im Vergleich zu vorher beschriebenen Typen ist die bessere Betonung von *s* durch die Ausbildung der Mineralien hervorzuheben.

VIII. Gneisquarzite.

Nr. 115. Weißer Gneisquarzit, Gaberl—Wegteilung.

Fundort: Quer über dem Weg, schon angesichts der Wegteilung, zwischen Rappold-Glimmerschiefer und dem hellbraunen Gneisquarzit Nr. 116 a.

Das Handstück macht den Eindruck eines sehr hellen, glimmerarmen Gneises. Bei genauem Ansehen gewahrt man das parallele Durchziehen haarfeiner schwarzer Glimmerlagen in Abständen von 1—3 *mm*.

U. d. M. zeigt sich, besonders deutlich beim Einengen des Lichtes, ein ziemlich gleichmäßiges Körnergefüge von eckigen, splitterigen Quarzen und dazwischengeklemmten eckigen Feldspatkörnchen.

Nur selten zieht ein Band größerer Quarztrümmer durch.

Die dünnen Glimmerlagen bestehen aus Fetzchen von braunem Meroxen und etwas Muskowit; etwas Chlorit ist ebenfalls beigemengt.

Nr. 116. Gneisquarzit, graubraun, Wegteilung—Almhaus.

Fundort: Weg von der Wegteilung zum Alten Almhaus, vor Nr. 119, südlich der Wegteilung.

Das sehr feste, graubraune Gestein sieht einem sehr feinkönigen Gneis ähnlich. Sehr dünne Glimmerlagen wechseln mit Quarzlagen von 1—2 *mm* Stärke.

U. d. M. sieht man ein feines, granoblastisches Quarzgefüge, dessen Lagen von sehr dünnen, langen Glimmerlamellen getrennt sind. Muskowit und ein Meroxen mit dem Pleochroismus hellgelb-sienarot sind in ungefähr gleicher Menge beteiligt. Die beiden Glimmer sind meist schwach gebogen, zeigen aber sonst keine kataklastischen Erscheinungen. Etwas Chlorit, gelbgrün, schuppig sowie blasser, skelettförmiger Granat, Ortho- und saurer Plagioklas, endlich idioblastischer, brauner Turmalin beteiligen sich gleichfalls am Aufbau.

Rutil, schwarze, krümmelige Substanz, durchziehen in geringer Masse alle Gemengteile. Dort, wo relativ viel Feldspat anzutreffen ist, gewahrt man ein auf der Schieferungsrichtung, die durch die Glimmer gegeben ist, normalstehendes *s* in Form feinster Bestaubung.

Die Ausmessung liefert:

	Prozente
Quarz	66·7
Feldspat	5·0
Muskowit	11·0
Meroxen	10·3
Granat	5·0
Turmalin	2·0
	100·0

Nr. 116 a. Brauner Gneisquarzit.

Fundort: Unmittelbar nördlich von der Wegteilung, große Blöcke im dünnen Wiesengrunde, rechts vom Weg, anstehend.

Makroskopisch einem Lagengneis von feinem Korn sehr ähnlich, um so mehr, als dies Gestein nicht dünnplattig spaltet. Die Farbe ist die eines sehr hellen Schokoladepulvers. Auf Quer- und Längsbruch gewahrt man die dunkelbraunen, weniger als papierdicken Glimmer, die keine zusammenhängenden Häute bilden.

Allgemeine Bemerkungen zu den Kapiteln Glimmerquarzit und Gneisquarzit.

Von den Glimmerschiefern unterscheiden sich unsere Glimmerquarzite strukturell durch ihre Feinkörnigkeit und durch den Umstand, daß Glimmer und Quarz nicht getrennte Lagen, sondern ein gleichmäßiges Gemenge bilden. Das Mengenverhältnis betreffend dadurch, daß Quarz größere Bedeutung besitzt und meist wenig Muskowit den Meroxon begleitet.

Die Gneisquarzite wiederum fallen durch das auffällige Zurücktreten der Glimmer und die dadurch bedingte Helligkeit sowie durch ihre deutliche Lagentextur auf. Auch hier ist eine Verwechslung im Gelände ausgeschlossen.

IX. Quarzite.

Nr. 117. Weißer Quarzit. Wegteilung—Gaberl.

Fundort: Profil 1599—Wegteilung, zwischen Rappoldglimmerschiefer und Gneisquarzit.

Lage, rein milchweiß, fein zuckerkörnig. Solche Lagen sind auch häufige Einschaltungen in die Glimmerschiefer des Rappoldkogels selbst.

Nr. 118. Grauer Quarzit. Oertlichkeit wie beim Vorigen.

Lage, grau, fein zuckerkörnig mit durchgehenden schwarzen Lassen, längs welcher das Gestein leicht zerfällt. Auf den Lassen schwarze Manganoxyde.

Nr. 119. Hellgrauer Quarzit, glimmer- und granatführend. Wegteilung—Altes Almhaus.

Fundort: Wegteilung S, zwischen Glimmerschiefer vom Rappoldtypus und Gneisquarzit.

Schlagstücke nehmen dickquadrige Form an. Bei hellgrauer Farbe sieht Feinschichtung aus feinstem Korn. Am Hauptbruch liegt eine dünne, feinschuppige Glimmerhaut und einige Millimeter große Rostputzen, von Granat herrührend.

Durch diese Mineralführung nähert sich dieses Gestein den granatführenden Gneisquarziten, die benachbart vorkommen.

Nr. 120. Quarzitlage mit Limonitlassen, Almhauskopf.

Fundort: Am Gipfel.

Das Handstück zeigt einen weißen, zuckerkörnigen Quarzit, auf den Schichtflächen dünne Limonitschichten von gelber oder roter Farbe. Von den sauren Lagen derselben Oertlichkeit ist der Quarzit mit freiem Auge leicht zu unterscheiden, da dieselben ein auffallend kompaktes Gefüge besitzen, wogegen der locker körnige Sedimentcharakter des Quarzites unverkennbar den hier als Quarzite beschriebenen Gesteinen anhaftet.

Nr. 120 a. Quarzit, sehr hellbraun, bei der Wegteilung.

Fundort: Weg Soldatenhaus—Wegteilung beim Gatter vor der Wegteilung.

Das dickplattig spaltende Gestein mit etwas Muskowit auf den Schichtflächen oder leichtem Serizitbelag daselbst, ist sehr feinkörnig gefügt und stellt eine Uebergangsform von reinem Quarzit zu Nr. 119 dar.

Es ist in dieser Gegend wahrscheinlich der reinste Quarzittypus, da ja die allerdings noch reineren milchweißen Quarzite eine besondere Stellung innehaben.

Nr. 120 b. Dünnplattiger Quarzit, Stub.

Beim Gatterl der Wegteilung.

Während Nr. 120 a noch Glimmerlagen stellenweise deutlich hervortreten lassen, ist dies bei Nr. 120 b nicht mehr der Fall. Es gibt da keine zusammenhängenden Glimmerlagen mehr. Doch sammelt sich Glimmer, und zwar nur Muskowit, auf den Hauptbrüchen und verursacht dort ein hübsches Glitzern im Lichte. Grundfarbe des Hauptbruches ist ein sehr helles Graubraun, daß stark zu Weiß hinneigt.

Bemerkenswert erscheint mir der Umstand, daß fast ebene Klüfte, deren Wände mit einer sehr dünnen Kruste von Absätzen (*Mn*-Ver-

bindungen?) bekleidet sind, dieses Gestein durchsetzen. Dort gibt es keinen Glimmer. Zu dem Längsbruch neigt sich die Kluftfläche mit 60⁰, zum Querbruch also mit 30⁰, zum Hauptbruch mit etwa 120⁰.

Hauptbruch und Klüfte haben also für die Kähosionsverhältnisse ausgesprochene Bedeutung, und zwar der Hauptbruch als Durchzugsrichtung für Gase und Lösungen, aus welchen sich der Muskowit absondert, die Kluftflächen für andere Lösungen. Damit ist ausgesprochen, daß diese ungleichwertigen Richtungen nicht bei einer und derselben Wirkung auf das Gestein eine Rolle gespielt haben, sondern bei verschiedenen. Infolge des Glimmerabsatzes dürfen wir den Hauptbruch als die Hauptbewegungsfläche nicht nur, sondern auch Hauptdurchzugsrichtung des Schieferungsprozesses und seiner Begleiterscheinungen auffassen. Die Kluftflächen mit ihrem so wesentlich anderen Charakter als Absonderungsflächen, die mit der Schieferung selbst nichts mehr zutun haben, deren Orientierung jedoch vielleicht aus dem „geregelten" Quarzgefüge des Gesteins erklärt werden können.

Allgemeines zu den Quarziten und Glimmerquarziten etc.

Ein direkter Uebergang von Glimmerquarziten in Quarzite ist nirgends wahrnehmbar. Man gerät auch im Aufnahmsgebiet nie in Verlegenheit, ob man das eine oder das andere Gestein vor sich hat. Wenn die Quarzite Glimmer führen, so ist es Muskowit, nicht Meroxen wie bei den Gneis- und Glimmerquarziten und ferner ist dieser Meroxen nur auf den ebenen Kluftflächen angesiedelt und durchdringt also nicht das Gestein. Wir haben also wohl genetisch verschiedene Bildungen vor uns und eine Scheidung der Glimmerquarzite, Gneisquarzite und Quarzite ist theoretisch berechtigt, praktisch auch leicht durchführbar.

Betrachten wir die Gesteine von den Glimmerschiefern an in der Reihenfolge, wie sie beschrieben wurden, so fällt auf, daß die Rappoldglimmerschiefer allein Fältelung besitzen und sich daher zu allen anderen in Gegensatz stellen. Daß aber auch die so ruhig aussehenden Glimmerquarzite durchbewegt und kompliziert geknetet sind, ersieht man aus der Beschreibung von Nr. 109. Daß nun derselbe Prozeß aus mineralisch verwandte so augenfällig verschiedene Produkte erzeugt, das sehe ich als Fingerzeig an, daß Glimmerquarzite und Glimmerschiefer etwas schon anfänglich Verschiedenartiges darstellen.

X. Marmore und Kalkglimmerschiefer.

Nr. 121. Wölkerkogel-Marmor mit auswitterndem hellem Glimmer. Stub.

Beim Durchschreiten der mächtigen Marmorplattenmasse des Wölkerkogels trifft man mitten im Marmorgebiete, zwischen Gipfel 1707 und Altem Almhaus, auf Marmore, deren hoher Glimmergehalt auffällt.

Die Verwitterungsfläche solcher Marmore ist dunkel graubraun, sie ist durchspickt von Hunderten kleinen Glimmertafeln mit einer Länge von 2–3 *mm* (Durchmesser) und einer Dicke von $^1/_3$ oder $^1/_4$ *mm*. Die Glimmerplättchen besitzen durchschnittlich 3—4 *mm* Abstand voneinander, woraus die Dichtheit der Durchspickung hervorgeht.

Auf frischer Bruchfläche erscheint dieser Marmor rein weiß, mittel zuckerkörnig. Daselbst fallen die kleinen frischen, grünlichen Glimmer weniger auf, sind jedoch leicht zu beobachten.

Das Interesse wird aber besonders dadurch geweckt, daß die in der Kruste steckenden Glimmer gegenüber den innen enthaltenen zersetzt erscheinen. Damit ist aber angedeutet, daß der fragliche Glimmer nicht Muskowit sein kann. Allerdings kann nur chemische Untersuchung Gewißheit liefern. Die Farbe und der hohe Achsenwinkel weisen auf Phlogopit.

Nr. 122. Marmor mit Meroxen, Stub.

Fundort: Oberer Kontakt des zweiten Marmorzuges zwischen Sattel v. d. Soldatenhaus und letztgenannter Oertlichkeit.

Das sehr feinkörnige Material enthält in großer Menge winzige, an der Kruste bleichende Meroxene von rotbrauner Farbe.

Isolierte Blättchen ergaben als Achsenwinkel $2e = 35^0$; demnach handelt es sich um Meroxen.

Nr. 123. Brandkogelmarmor, Stub.

Mitten aus dem Marmorgebiet des Brandkogels, Gipfelfelsen, Südseite.

Weiß, zuckerkörnig, beherbergt dieser Marmor ebenfalls Glimmer, welche an der Kruste hell, im Innern graugrün erscheinen. Jedoch bedeutend spärlicher wie Nr. 121.

Winzig kleine Säulchen und Plättchen anderer Mineralien konnten nicht näher bestimmt werden.

Nr. 124 a. Marmor mit Pegmatitkontakt, Stub.

Fundort: Flacher Gang am Weg Rappold Südgrat—Salzstiegel.

Das Stück zeigt die sehr muskowitreiche Partie eines Pegmatites in anscheinend mechanischem Kontakt mit einem verwitterten Marmor mit Glimmergehalt, vielleicht schon mehr als Kalkglimmerschiefer zu bezeichnen.

Nr. 124 b. Marmor mit dunkler Streifung.

Gleicher Fundort.

Zuckerkörnig, von feinsten, braunen Glimmerschüppchen durchsetzt, auf weißem Grunde dunkle, durch graphitische Substanzen hervorgerufene Bänderung.

Nr. 124 c. Kalkglimmerschiefer, Stub.

Gleicher Fundort, Liegendes von 124 a und b.

Ziemlich glimmerreich, fällt dieses schmutzfarbige, zermürbte, löchrige Material im Terrain gleich auf. Ganz ähnliches finden wir gleich südlich vom Gaberl. Die Textur ist dünnschiefrig.

Die merkwürdig löcherige Beschaffenheit ist sichtlich dadurch hervorgebracht, daß dieses Gestein stark ausgelaugt worden ist. Mit welchen anderen Faktoren dies zusammenhängt, kann vorläufig nicht erschlossen werden.

Nr. 125. Marmor mit hellem Glimmer und Limonitnestern, Stub.

Fundort: Zwischen P. 1599, südlich von Gaberl und Gaberlhaus. Nördlich von den Marmorzügen beim Marterl.

Hellgrau, fast massig bis schwach schiefrig. Ziemlich feinkörnig. Enthält feinste, helle Glimmerschüppchen, die besonders an den angewitterten Flächen sichtbar werden. Außerdem treten sehr kleine, hell ocherige Limonitnestchen auf.

Nr. 126. Kalkglimmerschiefer, Gaberl, Stub.

Fundort: In den mächtigen Mamorlagen südlich vom Gaberl.

Vom Gaberl aus gelangt man über den Rutil und Ilmenit führenden Pegmatit in das Gebiet eines mächtigen Marmors. Das Aussehen wechselt so sehr, daß wir uns seine Ausforschung viel Zeit kosten lassen mußten. Neben unverkennbarem Marmor gibt es hier auch schiefrige, ausgelaugte Vorkommen, wie Nr. 124 c. Am schwierigsten zu erkennen waren die gneisartigen Abarten, welche als Nr. 126 eingestellt wurden. Ihre Natur wurde erst im Laboratorium sichergestellt: Beim Lösen in Säure blieb bloß etwas Meroxen übrig, der mit verdünnter Salpetersäure rasch und vollständig bleichte.

Die Grundfarbe ist grau. Beim näheren Hinsehen gewahrt man in der ziemlich fein zuckerkörnigen Masse die Lagen von braunem Meroxen. Dem Gemenge wohnt große Zähigkeit inne.

Allgemeine Bemerkungen zu den Marmoren.

Zwei Fragen haben mich an den Marmoren besonders interessiert: 1. Ob die Glimmerführung allgemein oder nur örtlich ist. 2. Ob die Marmorkontakte eruptiver Natur sind.

Vom Glimmer müssen wir in unserem Gebiet eine allgemeine Verbreitung annehmen. Er fehlt inmitten der mächtigsten Marmormassen so wenig wie an deren Grenzen. Seiner Natur nach dürfte er zum Teil Phlogopit sein, zumindest ist dies in Nr. 121 sehr wahrscheinlich. Kalkglimmerschiefer mit unzweifelhaftem Muskowit wurden nicht gefunden. Zwischen den Kalkglimmerschiefern und den Glimmer führenden Marmoren bestehen petrographisch bedeutende Unterschiede,

von denen gleich noch die Rede sein wird. — Je mehr sich die Kalke vom Marmortypus abwenden, desto mehr kommen sie gefalteten, gewöhnlichen Kalksteinen ähnlich, wobei der Glimmer verschwindet. Diese bedeutsame Veränderung beobachtet man am Brandkogel, wo am Südfuß, an den Hängen, über welche der Weg Soldatenhaus—Almhaus führt, im Kalk, welcher hier kalksteinähnlicher ist, intensive Faltenbildung sichtbar wird, während am Gipfel weißer, grober Marmor ansteht. Daselbst Glimmer, unten nicht.

Bezüglich der zweiten Frage möchte ich kurz darlegen, weshalb sie für unser Gebiet verneint werden muß.

a) Verhältnisse am Brandkogel. Dort ist der Marmor in einseitigem Kontakt mit mit einem Aplit (Nr. 29 und 30). Mineralneubildungen gibt es am Kontakt nicht. Muskowit ist so spärlich, daß die Glimmerführung des Marmors nicht mit Kontakt erklärt werden kann.

Dagegen ist nachzuweisen gewesen, daß der Aplit nachträglich nicht nur mechanisch verändert, sondern auch gneisifiziert worden ist. Die Vergneisung (Neubildung der Xenoblasten Nr. 29, 30) war ebensowenig allerseits gleich intensiv wie die Marmorisierung des Kalkes. Da das Einfachste das Wahrscheinlichere ist, so bleibt uns nur die Ansicht, es seien Kalksteine und Aplit, im mechanischen Kontakt miteinander, gleichzeitig den mechanischen und chemischen etc. Einflüssen ausgesetzt gewesen, welche aus dem Kalkstein einen Glimmer führenden Marmor und aus dem Aplit einen Aplitgneis geprägt haben. Die Gneisifikation war stellenweise verschieden kräftig, es ist sicher nicht zufällig, daß in den Bezirken der schönsten Marmorblöcke auch die am stärksten umgeprägten Aplite, bzw. auch Pegmatite zu finden sind. Für die vorgebrachte Auffassung spricht es auch, daß, falls ein ursprünglicher Kontakt dagewesen wäre, dann nicht der Aplit allein von der Gneisifizierung erfaßt werden hätte können; man müßte von diesem zweiten Vorgange wohl etwas merken können am Marmor. Auch ist es sehr fraglich, ob eine solche Glimmerführung, wie sie unsere Marmormassen zeigen, ihren Grund im Kontakt der viel unbedeutenderen Pegmatite und Aplite finden kann.

b) Verhältnisse am Salzstiegel. An dieser Oertlichkeit, Nr. 124 a, b, c, beobachtet man eine mechanische Verquetschung von Pegmatit mit Marmor und einem Gestein, das Nr. 123 a, c, schon als Kalkglimmerschiefer bezeichnet werden darf. Bezeichnenderweise ist dort der Pegmatit nicht mit dem ausgeprägten Marmor, sondern mit dem mürben, nur wenig marmorisierten Kalkglimmerschiefer im Kontakt, der jedes eruptiven Anzeichens entbehrt. Der Glimmer ist ein Meroxen, ob gerade Phlogopit, ist nicht klarzustellen.

c) Beim Gaberl (Nr. 126) beobachtet man Wechsellagern von marmorartig kompakten Kalkglimmerschiefern mit mürben Kalkglimmerschiefern, wie sie unter Nr. 124 c beschrieben wurden. Hier fehlt jeder Anhaltspunkt über Einwirkung von Pegmatiten etc. Nur eines ist klar: Die Kalkglimmerschiefer und die Glimmer führenden Marmore können nicht ineinander übergehen. Denn die Kalkglimmerschiefer enthalten die Kombination Kalk-Meroxen, die wahrscheinlich ebenso

wie jene Kombination der reinen Glimmerschiefer mechanisch entstanden ist. Ihnen entsprechen also die reinen Kalksteine, wie sie an der Südflanke des Brandkogels gefaltet auftreten. Derselbe Vorgang, welcher die Marmorisierung bewirkt und dabei die Faltung verschwinden läßt, bringt in Kalkglimmerschiefern und Kalken helle Glimmer zur Ausbildung, die dann für beide genannten Gesteine Fremdlinge und Neubildungen sind.

Ergebnisse in petrographischer und genetischer Hinsicht.

Im Stub- und anschließenden Gleinalmgebiet findet man gelegentlich Vertreter der weitaus größeren Anzahl von Grubenmann'schen Gruppen, Ordnungen und Familien von kristallinen Schiefern. Auf engen Flächen herrscht hier eine staunenswerte Mannigfaltigkeit sowohl in der Form als auch im Grad der Metamorphose.

Bei der Aufteilung der Gesteine auf die verschiedenen Tiefenstufen stößt man vielfach auf Schwierigkeiten, wenn typomorphe Gemengteile fehlen.

Es scheint jedoch auch an den sogenannten „Durchläufern" Merkmale zu geben, welche die Einreihung in eine bestimmte Stufe zulassen.

In erster Linie sei da Granat hervorgehoben. In den typischen Cordieritgneisen, in Hellglimmerschiefern, Granulit, Feingneisen der Roßbachserie ist er zwar nicht immer Idioblast, doch merkt man ihm eine gewisse Kompaktheit an. In den Rappoldglimmerschiefern zum Teil, aber auch in Glimmerquarziten tritt der Granat in einer Gestalt auf, die durch bizarre Skelettbildung und auffallende Längenerstreckung in *s* bestimmt ist.

Es scheint somit zwischen Tiefenstufe und Ausbildungsart ein Zusammenhang zu bestehen. Die Skelettartigkeit deutet rasches Wachstum an, dieses wieder rasche Konzentration und Abkühlung des Lösungsmittels. Daß letztere Umstände vorzüglich in der obersten Stufe eintreten, liegt auf der Hand.

Ein zweites Maß der Tiefenstufe ist das Verhalten der Feldspäte. In größeren Tiefen kann vollkommenes Umkristallisieren stattfinden, gegen die obersten Stufen zu bloß noch teilweises Umkristallisieren. In der obersten Zone werden keine derartigen Vorgänge stattfinden.

Die Beobachtung zeigt alle Stufen mit Uebergängen.

Granulit, Salzstiegel.	Aplitgneis Brandkogel.	Aplitgneis Stubspeik.
Meroxengneise der I. Gruppe.	Augengneise der I. Gruppe.	Beiläufig Gneis Nr. 2.
—	Pegmatitgneis, Brandkogel.	Pegmatitgneise und Pegmatite.

Die linksstehenden Glieder zeigen volle Umkristallisation, wie man von den rechtsstehenden ausgehend, schrittweise nachweisen kann. Die mittleren Glieder zeigen teilweise noch beträchtliche Umkristalli-

sation, die letzten Glieder zeigen keine oder nur unbedeutende Umkristallisation.

Die Glieder rechts sind im wesentlichen daher nur zerdrückte und durchbewegte Massengesteine, die nur den Einflüssen der obersten Zone ausgeliefert waren.

Die Zertrümmerung bildete jedoch auch für die 1. und 2. Gliederreihe die Vorbedingung des Durchdringens der rekristallisierenden Medien. Erst durch deren Einfluß wurde das zertrümmerte, also brecciöse Material zum „kristallinen Schiefer". Eigentliche Neubildungen haben dabei nicht stattgefunden, dagegen blieben in einzelnen Gliedern Muskowit, Erz, Turmalin etc. in überreicher Menge als Zeugen der wesentlich pneumatolytischen Art der Rekristallisation zurück.

Damit sind wir zu einem zweiten wichtigen Ergebnis gelangt: Nicht die Verbreitung der Turmalins gibt die Grenzen (gemeint sind die topographischen Grenzen) der Einwirkung umkristallisierender Medien an, sondern die Neubildung (Neukristallisation) von Feldspaten, die Verbreitung der einflußreichen Xenoblasten dieses Minerals. Damit gemessen, erscheint hier Turmalin bloß „typomorph" für einen engeren Hof.

Alle Autoren sind darüber einig, daß die Verhältnisse in den tieferen Stufen sich sehr jenen an Kontakten nähern. Die Kontakte, von welchen aus jedoch die kristallinen Schiefer gebildet werden, unterscheiden sich anscheinend bloß dadurch von Kontakten, wie sie uns sonst bekannt sind, daß sie tiefer liegen, also Druck und Abkühlungslangsamkeit eine viel mehr bestimmende Rolle spielen, wie im anderen Falle.

Ferner scheint es mir wichtig zu betonen, daß an der Metamorphose auch lediglich Gasmassen, besonders überhitzter Wasserdampf, rasch durchziehend, beteiligt sein können, daß ein Kontakt mit Magma unmittelbar nicht zu bestehen braucht.

Auch der Durchläufer Meroxen ist ein empfindlicher Gradmesser für die Tiefenstufe. Sind im Gestein irgend sonstige Anzeichen von Dynamometamorphose in tieferer Stufe vorhanden, so finde ich stets auch Rotfärbung, das heißt Umschlagen der braunen Farbe vor oder ohne Einwirkung der vollen Metamorphose in Sienarot nach der Metamorphose. Diese Erscheinung ist sehr allgemein verbreitet. Sie wurde übrigens analog bei Amphibolen durch Schneider und Belowsky, Scharizer und mir (in Andesiten von Makedonien) beobachtet und von den erstgenannten Autoren auch durch Einwirkung von Wasserdampf erklärt. Dabei findet also merkwürdigerweise keine Zersetzung statt, sondern nur eine Umlagerung von FeO in Fe_2O_3 im Glimmer- beziehungsweise Hornblendemolekül.

Betrachten wir den lockeren, bröseligen und doch schiefrigen Aplitgneis vom Stubspeik und stellen ihm gegenüber den ebenfalls geschieferten, aber ganz kompakten Alkalifeldspatgneis Nr. 3, so ergibt sich, daß zu den dynamometamorphosierenden Vorgängen im Sinn des Wortes dynamometamorph noch chemische und Temperatureinflüsse gekommen sind. (Muskowit und Erz, Umschmelzung.) Die Umprägung durch die genannten drei Faktoren habe ich gemeint, wenn ich im Texte von Gneisifikation, Gneisifizieren etc. gesprochen habe.

Der genannte Aplitgneis ist demnach nicht gneisifiziert, nur dynamometamorphosiert. Nr. 3 dagegen vollkommen gneisifiziert. Bei manchen Augengneisen unseres Gebietes ist die Gneisifikation vollkommen, bei anderen unvollkommen, bei den Pegmatitgneisen nur im Anfangstadium.

Bemerkenswert ist die Tatsache, daß das verbreitetste und mächtigste der Gesteine aus der Alkalifeldspatgneisgruppe der Pegmatitgneis im Stubalmgebiet, der Augengneis im Gleinalmgebiet ist. Da taucht die Frage auf, ob der Pegmatit, beziehungsweise Pegmatitgneis irgendwelche Nebengesteine metamorphosiert hat. Dies muß ganz allgemein verneint werden. Alle Beobachtungen führen vielmehr zu dem Schluß, daß Pegmatit und Kalk, beziehungsweise Pegmatit und Glimmerquarzit etc. einen ursprünglich mechanischen Kontakt bildeten und gemeinsam erst gneisifiziert wurden.

Von sämtlichen beschriebenen Alkalifeldspatgneisen nimmt ein einziger, nämlich Nr. 1, eine Ausnahmsstellung ein. Er ist nur schwach umgeprägt, mehr noch Granit als Gneis. Sein Vorkommen spricht nicht dafür, daß er eine Kontaktmetamorphose hätte bewirken können. (Wölkerkogel), obwohl in seiner Nähe, hangend und liegend, stark umgeprägte Sedimentgneise zu finden sind. Die Sillimanitbildung im Granitgneis bedeutet eine Begleiterscheinung der zweiten Verfestigung, der Umkristallisation—Vergneisung. Von den übrigen Alkalifeldspatgneisen mögen zunächst hervorgehoben werden die Meroxengneise. Zum Unterschied zwischen „normalem Granitgneis“ und „Meroxengneis“ drängt der Gegensatz, der schon in textureller Beziehung zwischen Nr. 1 und den übrigen Gliedern besteht. Doch dürfte dieser allein, da es sich bloß um verschiedenen Grad der Vergneisung handelt, nicht maßgebend sein. Maßgebend dafür war vielmehr der höhere Glimmer-, besonders Meroxengehalt.

Bezüglich der Granulite konnte die genetische Beziehung zu Apliten stufenweise aufgedeckt werden. Im wesentlichen sind die Granulite also auch ohne typomorphe Gemengteile und ohne Granaten in unserem Gebiete intensiv vergneiste Aplite. Der Eintritt von Granat, Pyroxen, ja auch Hornblende darf vielleicht auf sekundäre Einflüsse (Resorption!) zurückgeführt werden, da ja auch die „sauren Lagen“ unseres Gebietes auf dem Wege der Resorption reichliche, den obigen Mineralien entsprechende Gäste aufweisen. Dies würde an sich keinen Schwierigkeiten begegnen, da die Granulite des Salzstiegels keine großen Massen darstellen.

Bezüglich der Augengneise wurde alles näher zu Besprechende bereits am Schlusse des Kapitels über die I. Gruppe gesagt.

So wie alle hellen Spaltungsgesteine mit Ausnahme des Pegmatites am Brand- und Wölkerkogel treten auch die beiden „Minettegneise“ als wenig mächtige Gesteinsblätter auf. Dies sowie die Mineralgesellschaft spricht für die Richtigkeit der Auflassung derselben als vergneiste Minetten. Das die porphyrische Struktur verloren gegangen ist, wird wohl durch die Dynamometamorphose bewirkt sein.

Unter den Tonerde-Silikatgneisen stehen die sillimanitführenden Bundscheckgneise den Cordierit-Granatgneisen gegenüber.

Das Ausgangsprodukt der Sillimanitgneise könnten mächtige Granitgrusmassen gewesen sein. Im granitischen Grus müssen wir ein Gemenge sehen, in welchem gegenüber dem Ausgangsgranit der Feldspat mehr zurücktritt, weil dieses Mineral als Kaolinit zum Teil weggeführt (weggeschlämmt) wird. Auch spricht für eine solche Ableitung die Sonderung in quarzreiche, glimmerreiche und feldspatreiche Aggregate. Das Gemenge ist also nicht mehr so gleichmäßig wie im Granit. Dies bildet sich im vergneisten Gestein in den Körnerströmen, Glimmerflaschen etc. ab.

Den Bundscheckgneisen, welche bedeutende Mächtigkeit aufweisen, sind die Cordieritgneise gegenüberzustellen, welche sich besonders durch Quarzmangel auszeichnen. Sie bilden meist wenig mächtige Gesteinsblätter. Ihre Ableitung von Tonen, Tonschiefern etc. ist um so leichter, als ja im gleichen Verband auch die Glieder der obersten Stufe in gleicher Weise auftreten.

Ihre Erkennung im Felde ist nur bei einzelnen Gliedern schwierig: nämlich bei den Myloniten und Diaphtoriten. Dieselben wurden genau geschildert. Trotzdem dürfte es nicht anders, als durch Beobachtung des Schliffes möglich sein, sie wiederzuerkennen.

Bezüglich der Feingneise der Roßkogelserie liegt die Sache so: Im Gleinalmgebiet sind sie einzigartig und könnnn nicht mit anderen Gesteinen verwechselt werden. Dagegen teilen Farbe und Gefügefeinheit mit gewissen Glimmerquarziten der Stub. Letztere besitzen jedoch ausgesprochene dünne bis dickplattige Spaltung. Die Feingneise nicht. Auch führt obige Spaltung oft zur Ausbildung parallelepipedischer Formen.

Die oberste Stufe enthält zwei leicht erkennbare Gesteine, die ähnliches im ganzen Gebiete nicht besitzen.

Schwieriger liegen die Verhältnisse bei den Plagioklasgneisen.

Wo der Kränzchengneis viel Meroxen führt, wird er zweifellos von jedem Beobachter als eigene Erscheinungsform gewürdigt werden. Ueberragt jedoch die Hornblende, dann fühlt man die Schwierigkeit der Abtrennung von den „Amphiboliten“ im weitesten Sinne. Um sich an den Handstücken die Unterscheidung zu ermöglichen, bleibt nur das Mittel, einen solchen Kränzchengneis und einen typischen über 80 % Hornblende führenden Amphibolit nebeneinander zu legen. Dann springen die Unterschiede freilich sofort in die Augen. Der Kränzchengneis besitzt lentikuläre, ebenschiefrige, meist ausgeprägt gneisartige Struktur. Seine Spaltstücke sind nicht plattig, eher dreikantig prismatisch oder unregelmäßig. (Nur die viel Meroxen hältigen sind plattig.) Die weißen Gemengteile sind bedeutend und durch Größe hervortretend. Die echten Amphibolite zeigen das absolute Herrschen der Hornblende, Plattigkeit oder auch Zerspringen in polyedrische, fast eben begrenzte Stücke. Stark gefaltete Amphibolite weisen überhaupt leicht kenntliche Merkmale auf und solcherart gefaltete Kränzchengneise gibt es hier nicht.

Auch der Kränzchengneis tritt stets in Form von wenig mächtigen Gesteinsblättern auf. Bezüglich seiner systematischen Stellung ist in erster Linie zu bedenken, daß unter ihm auch hornblendefreie, nur meroxenführende Vertreter auftauchen. Charakteristisch ist für ihn

die nur im Mikroskop zu beobachtende Kranzstruktur und die Durchfilzung des Plagioklases mit Sillimanit. Genetisch sind diese Gesteine sehr schwierig zu erklären. Die Sillimanit-, beziehungsweise auch Granatführung spricht für Vermischung mit Sedimentstoffen. Die Klarheit der Gemengteile wiederum für Vergneisung dieses Gemenges von sedimentärem und eruptivem Material in unterster Stufe.

Die „Intersertal-“ und Hornblendegranatgneise schließen sich unmittelbar durch Uebergänge an. Von ihnen weg führen Uebergänge nicht direkt zu den Amphiboliten. Die hellen Spaltungsprodukte, bes. Nr. 71, stehen im Gegensatz zu den eigentlichen quarzigen Garbenschiefern und beide wieder zu den dunklen Garbenschiefern, wie sie im Stubgebiet zusammen mit den Kränzchen- und Intersertalgneisen auftreten. Genetische Zusammenhänge konnten da nicht bloßgelegt werden.

Bei den Amphiboliten sehen wir wieder einen bedeutsamen Unterschied in der Hinsicht, daß ein Teil derselben intensiv gefaltet ist und von ihm aus zu den bloß ebenschiefrigen Amphiboliten keine Uebergänge führen. Bezüglich der Klassifikation wäre zu betonen, daß aplitische Injektion stellenweise die Klassifikation erschwert.

Immerhin läßt sich sagen, daß die Zoisit- und Feldspatamphibolite, allerdings meist erst nach Ausmessung, von den „gemeinen Amphiboliten“ gut getrennt werden können und daß aus den beiden erstgenannten Gruppen Uebergänge nach den Plagioklasgneisen führen.

Bei den „hellen Glimmerschiefern“ tauchen Glieder auf, welche, wie der Disthengranatglimmerschiefer Nr. 97, vielleicht besser zu den Tonerdesilikatgneisen zu stellen wären. Er würde aber dort nicht das obere Aequivalent der Bundscheckgneise und auch nicht der Cordieritgneise darstellen, sondern eine Form oberer Stufe eines sonst hier nicht beobachteten Ausgangsmaterials.

Seine Stellung wird eine ähnliche Eigenstellung sein wie die des örtlich auch unbedeutenden Disthen - Felses von der Wölkerkogel-SW-Flanke.

Weiters sei nochmals des Gegensatzes zwischen Rappoldglimmerschiefern und Glimmerquarziten gedacht. Die erste Gruppe der beiden ist allerdings nicht ausnahmslos intensiv gefältelt, aber ausnahmslos grobblättrig. Dagegen scheinen die feinst schuppig-körnigen, sehr häufig ebenschiefrigen Glimmerquarzite nicht gefältelt, aber manchmal durchknetet mit Quarzit. Merkwürdig ist dabei, daß in der mineralischen Zusammensetzung kein wesentlicher Unterschied wahrzunehmen ist und daß beide Materialien auch parallele prozentische Zusammensetzung aufweisen. Unleugbar ist nur, daß in den Rappoldglimmerschiefern Muskowit größere Bedeutung besitzt. Hier liegen stufenweise Uebergänge vor, auf Grund deren gesagt werden darf, daß die Rappoldglimmerschiefer in bedeutend höherem Grade vergneist sind wie die Glimmerquarzite. Es könnte also wohl aus einem Glimmerquarzit durch intensives Umkristalliseren ein Rappoldglimmerschiefer entstanden sein. Daß derartige Uebergänge daselbst fehlen, halte ich für ein Zeichen, daß beide genannten Gesteinsgruppen einander ungleichwertig und fremd sind.

Bezüglich der letzten noch verbliebenen Kapitel habe ich nichts zu bemerken.

Im ganzen werde ich zu der Annahme gedrängt, daß bei der Vergneisung unserer kristallinen Gesteine große Mengen von Gasen, bzw. Dämpfen sowie auch Aufschmelzung und Festwerden unter Druck eine Rolle gespielt haben, deren Ausdehnung mir vor dem Studium dieser Aufsammlung nicht so vor Augen gestanden hat. Daß es nicht eigentliche Kontaktwirkungen seien, welche da verändern, hat mich überrascht, aber es ist kaum zu zweifeln, daß alle Erscheinungen der Vergneisung in unserem Gebiet sich aus anderen als kontaktlichen Begleitvorgängen der Dynamometamorphose erklären lassen.

Im Vergleich mit dem Waldviertel ergeben sich Aehnlichkeiten, wie sie aus diesem Teil der Alpen noch nicht bekannt waren. Aber auch im Vergleich mit der Schieferhülle der Tauern erhält man in bezug auf die Glimmerschiefer interessante Berührungspunkte.

Ich bin mir bewußt, das reiche Material nicht ausgeschöpft zu haben, schließe jedoch mit Rücksicht auf Raum und Zeit hiermit vorläufig meine Erörterungen.

B. Geologischer Teil.

Von F. Heritsch.

Einleitung zum geologischen Teil.

Der vorstehenden petrographischen Beschreibung der Gesteine liegt, besonders soweit sie die Umgebung des Alten Almhauses auf der Stubalpe betrifft, die Aufsammlung der Gesteine zugrunde, welche bei der geologischen Detailaufnahme des genannten Gebietes vorgenommen wurde. Dieses in das kleinste Detail eingehende Studium der ungemein kompliziert gebauten Umgebung des Alten Almhauses wurde verursacht durch den Wunsch, einige Exkursionen eines geplanten geologischen Führers durch die Umgebung von Graz auf die Stubalpe zu verlegen, denn als ein ganz besonders gut geeignetes Gebiet ergab sich scheinbar gerade dieser Teil der kristallinen Umgebung von Graz, da ja einzig von diesem Gebirge eine Studie aus neuerer Zeit vorliegt, die Abhandlung H. Leitmeiers[1]. Aber bereits vor Jahren machte ich auf Skifahrten, beim Wandern über die schneefrei gewehten Kämme die Beobachtung, daß durch die Unzuverlässigkeit der geologischen Karte Leitmeiers meine Hoffnung auf eine gute Grundlage für den Exkursionsführer stark herabgemindert werde. So habe ich mich in den folgenden Jahren mit der geologischen Detailaufnahme der näheren Umgebung des Alten Almhauses auf der Stubalpe beschäftigt und habe im Laufe der Kriegsjahre meine Untersuchungen auf immer größere Flächen

[1]) Jahrbuch der k. k. geolog. Reichsanstalt in Wien, 19.1, S. 453–472, mit einer Kartenskizze.

ausgedehnt, wobei dann meist nur einzelne Profile begangen wurden. Dabei machte ich die Bemerkung, daß die Karte Leitmeiers kaum an einem Punkte unanfechtbar ist.

Um diesen Vorwurf zu begründen, möchte ich zum Vergleich meiner Karte (Tafel I) mit dem entsprechenden Stück der Karte Leitmeiers (l. c. S. 455) auffordern. Dabei möchte ich betonen, daß der Maßstab der Karte Leitmeiers (1:50.000) es ausschließt, daß sie als eine Uebersichtskarte hingestellt wird. Ich komme überdies in den folgenden Zeilen noch auf Leitmeiers Karte zurück, um wenigstens an einigen Punkten zu zeigen, wie berechtigt der obige Vorwurf ist.

Die unserer Arbeit beigelegte Kartenskizze der allerdings überraschend günstig aufgeschlossenen Umgebung des Alten Almhauses habe ich derart hergestellt, daß die Originalaufnahmskarte 1 : 25.000 auf etwa 1 : 6000 vergrößert wurde. Die Isohypsen sind teilweise von 20 zu 20 *m* eingetragen. Das ganze in der Karte dargestellte Gebiet überschreitet nur um ein geringes die Fläche von einem Quadratkilometer; die Terrainkonfiguration ist ungemein einfach, da nur zwei kurze Kämme und eine flache, dazwischenliegende Mulde vorhanden sind. Trotzdem habe ich für die Aufnahme 16 ganze und 12 halbe Tage verwendet, wobei in dieser Zeit nur das auf der Karte dargestellte Gebiet, dessen maximale Höhendifferenz nur 218 *m* beträgt, begangen wurde. Jede einzelne auf der Karte dargestellte Ausscheidung wurde im Streichen begangen, wobei in vielen Fällen das Auskeilen direkt beobachtet werden konnte. Das Durchstreichen der Gesteinszüge über die Gehänge wurde mit kleinen Stöcken, die Papierfetzen trugen, markiert; dann wurden diese Marken vom gegenüberliegenden Gehänge oder von einem anderen geeigneten Punkte aus mit dem Triëder aufgesucht und in die Karte eingetragen. Auf diese Weise wurde eine Genauigkeit erreicht, welche wohl auch für die Darstellung eines so kompliziert gebauten Gebietes genügen dürfte. Ich hoffe wenigstens, daß ich nichts wesentliches übersehen habe. Jedenfalls habe ich alle in der Zeit vom Frühjahr 1915 bis Herbst 1918 aus der Erde herausragenden Aufschlüsse untersucht, ihre Fortsetzung im Streichen, so weit es möglich war, verfolgt und auf der Karte und in den Profilen dargestellt. Dabei zeigte es sich, daß das ganze Gebiet aus schmalen Gesteinszügen aufgebaut ist. Alle Höhenangaben im Text sind mit dem Barometer gemessen.

Der Maßstab der beiliegenden Kartenskizze, welche eigentlich schon ein Plan ist, ist daraus zu konstruieren, wenn man sich vor Augen hält, daß die Strecke vom Wolkerkogel zum P. 1653 in der Natur 750 *m* beträgt.

I. Die Umgebung des Alten Almhauses.

Das tektonische Liegende der im folgenden beschriebenen Profile sind die Schieferserien, die später bei der Besprechung des Profiles von der Langen Tratten auf den Rappolt und des Profiles am Rücken vom Gaberl-Schutzhaus über den P. 1599 gegen Süden zur Erörterung

kommen. — Vom Gaberl-Schutzhaus der Sektion Köflach des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereines zieht gegen Süden über den P. 1599 ein Kamm. Etwa 1 *km* südlich von P. 1599 ist eine Wegteilung; der eine markierte Weg geht als Karrenweg zum Alten Almhaus (Alpenwirt, P. 1649 der Spezialkarte); der andere, ebenfalls markierte Weg geht als Pfad durch das Nordgehänge des Brandkogels zum Soldatenhaus. Diese Wegteilung ist der eine Endpunkt meiner Karte; dort soll die Erörterung beginnen.

a) Profil Wegteilung—Altes Almhaus.

In den folgenden Zeilen werden die Gesteinsfolgen beschrieben, wozu die Karte (Tafel I) und das Profil (Fig. 9) zu vergleichen sind.

Bei der Wegteilung liegt am Weg zum Soldatenhaus ein Gatter; vor und bei diesem stehen plattige Quarzite (120 *b*)[1]) an. Am Weg folgen darüber 2 *m* mächtige Glimmerschiefer und darüber das etwa ebenso dicke Band des Marmores α. Das ganze fällt steil gegen Südosten ein.

Diese Serie ist das Liegende der längs des Karrenweges zum Alten Almhause aufgeschlossenen Folge. Ueber dem Marmor α liegen in etwa 50 *m* Breite Rappoltglimmerschiefer (107). Darüber folgt bei fortwährend sehr steilem Fallen ein grauer Quarzit (119); leider sind keine zusammenhängenden Aufschlüsse vorhanden, daher ist nicht zu beurteilen, ob wirklich nur der Quarzit ansteht; er ist entblößt am Karrenweg. Dort, wo sich der Karrenweg vom Zaun wegdreht und sich in den lichten Waldbestand hineinwendet, steht Rappoltglimmerschiefer an; er ist mehrmals quer über den Weg aufgeschlossen.

Darauf liegt eine schmale Zone von feinkörnigem Meroxengneis (6). Darüber folgen sofort graue Gneisquarzite (116). Dann queren den Weg hell verwitternde Gesteine, die als Rappoltglimmerschiefer (100) erkannt wurden.

Leider ist darüber das Gehänge sehr verrutscht, größere Aufschlüsse fehlen, die Gesteine sind nicht durchgreifend aufgeschlossen, so daß auf mehrere Meter Entfernung oft nichts zu sehen ist. Es steht da wahrscheinlich nur Mesotonerdesilikatgneis (56) an, wohl auf mehr als 80 Schritte Länge; im unteren Teil dieser Gesteine liegt ein schmales Band von salitführendem Amphibolit (90). Darüber folgen dunkel gefärbte mineralreiche Marmore in etwa 2 *m* Mächtigkeit. Sie sind die liegendste Lage des Marmorbandes β. Darüber folgen die weißen Marmore des Bandes β; sie queren in 1620 *m* Höhe den Weg und sind etwa 10 *m* breit. Ueber dem hellen Marmor liegen wieder dunkle Lagen von mineralreichem Marmor, der dünnplattig ist und auf den ersten Blick wie ein kristalliner Schiefer aussieht. Der Marmor β streicht über den Kamm hinüber und ist auf ihm wohl aufgeschlossen.

Das Hangende ist Glimmerquarzit (113), den Zug 34 der Karte bildend; er fällt wie der Marmor unter 60° gegen Südosten ein.

[1]) Die in Klammern beigesetzte Nummer bezieht sich auf die Gesteinsbeschreibung des petrographischen Abschnittes.

Ueber diesem Glimmerquarzit folgt ein schmales Band von Pegmatitgneis (Zug 33 der Karte). Darauf liegt das Marmorband γ (Zug 32 der Karte); es quert in 1630 *m* Höhe den Karrenweg und ist etwa 5 *m* breit. Die Grenze zwischen dem liegenden Pegmatitgneis und dem hangenden Marmor ist fast direkt am Karrenweg aufgeschlossen.

Ueber dem Marmor liegt neuerlich Pegmatitgneis, in der Breite von 10 Schritten aufgeschlossen. Darüber folgt stark geschieferter Cordieritgneisdiaphthorit (47*e*).

Ueber diesen Gesteinen liegt ein Band von Kränzchengneis (67), von dunklen, quarzigen Garbenschiefern (73) und von massigem Amphibolit (87). Diese Amphibolitgesteine streichen wie die anderen Gesteine über den neben dem Karrenweg sich erhebenden Kamm und sind sehr gut in Rollstücken auch noch im Gehänge zu verfolgen. Am Kamm liegen sie dort, wo dieser aus der sich darüber erhebenden Steigung in die Abflachung übergeht. Die Amphibolgesteine sind ziemlich mächtig; das heißt am Kamm sind sie nicht mehr breit, wohl aber haben sie quer über den Karrenweg eine ansehnliche Mächtigkeit. In dem Amphibolit liegt eine schmale Lage von biotitführendem Kränzchengneis (66). Ueber dem Amphibolit liegt der Marmorzug *b*.

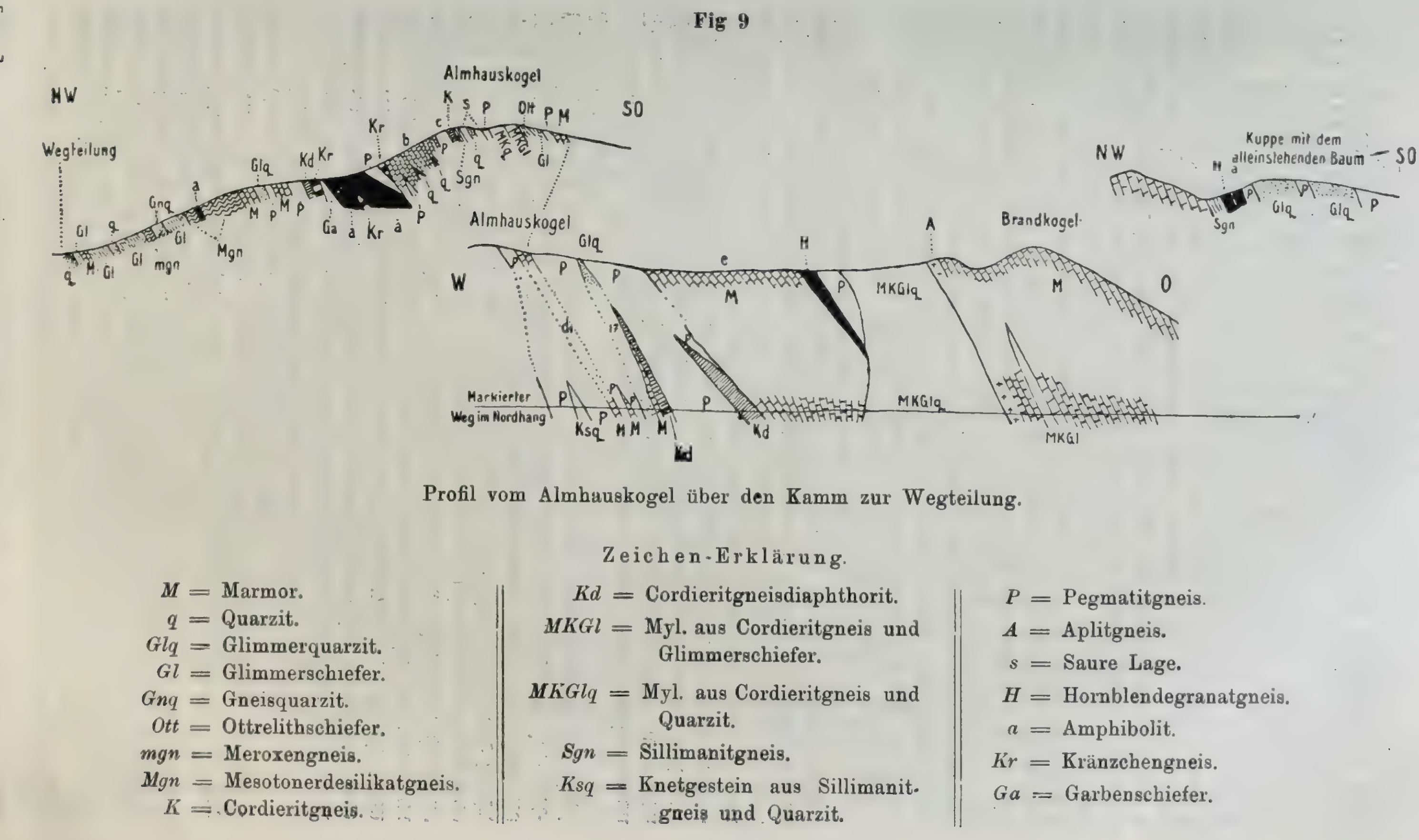
Das Profil des Karrenweges und jenes des danebenliegenden Kammes stimmen nicht überein. Zwischen den Amphibolit und den Marmor *b* schaltet sich am Kamm eine Gneisserie ein, bestehend aus Pegmatitgneisen und Kränzchengneisen (62); die Kränzchengneise bilden Felsen am Kamm. Diese Serie von Gneisen, welche den im Streichen gegen Nordosten mächtigen Zug 31 der Karte bildet, keilt zwischen dem Kamm und dem Weg aus; denn am Karrenweg folgt sofort über dem Amphibolit der Marmor *b*, der selbst wieder durch Zungen anderer Gesteine zerlegt wird.

An der Kammlinie, welche direkt zum Almhauskopf emporzieht, ist der Marmor *b* (Zug 30 der Karte) durch keine Lage anderer Gesteine unterbrochen. Ganz anders ist das Profil am Karrenweg entwickelt. Da liegt über dem Amphibolit zuerst ein nur etwa 5 *m* breiter Marmorzug, der in den oberen Abstieg des Kammes der Almhauskuppe gegen die Wegteilung hineinstreicht. Dann folgen auf etwa 20 Schritte Pegmatitgneise; sie erreichen den Kamm nicht, sondern Keilen vorher aus. Dann folgt eine etwa 1 *m* mächtige Lage von Marmor. Dieser wird von Quarzit (120*a*) abgelöst, der auf etwa 25 Schritte ansteht; er bildet den Zug *b*/*x* der Karte. Darauf erst folgt ein mächtigeres Marmorband; das ist jenes, das nahe unter der Spitze des Almhauskogels durchstreicht. Es ist am Karrenweg in 58 Schritte Breite aufgeschlossen und fällt unter 40—50° gegen Südosten ein. In dieses breite Marmorband schaltet sich noch eine ganz schmale Lage von Quarzit (wie der Zug *b*/*x*) ein.

Keiner von den drei Zügen, die in den Marmor *b* eingeschaltet sind, erreicht den Kamm. Alle keilen vorher aus. Ich schließe daraus, daß der Marmor *b* gegen Südwesten zu aufblättert.

Ueber dem Marmor *b* folgen jene Gesteine, welche zum Teil über das Gipfelgebiet des Almhauskogels streichen. Das sind zuerst

Fig 9



Profil vom Almhauskogel über den Kamm zur Wegteilung.

Zeichen-Erklärung.

M = Marmor.	*Kd* = Cordieritgneisdiaphthorit.	*P* = Pegmatitgneis.
q = Quarzit.	*MKGl* = Myl. aus Cordieritgneis und Glimmerschiefer.	*A* = Aplitgneis.
Glq = Glimmerquarzit.	*MKGlq* = Myl. aus Cordieritgneis und Quarzit.	*s* = Saure Lage.
Gl = Glimmerschiefer.	*Sgn* = Sillimanitgneis.	*H* = Hornblendegranatgneis.
Gnq = Gneisquarzit.	*Ksq* = Knetgestein aus Sillimanitgneis und Quarzit.	*a* = Amphibolit.
Ott = Ottrelithschiefer.		*Kr* = Kränzchengneis.
mgn = Meroxengneis.		*Ga* = Garbenschiefer.
Mgn = Mesotonerdesilikatgneis.		
K = Cordieritgneis.		

Pegmatitgneise mit Granaten, 10 *m* mächtig (Zug *c* der Karte), dann eine Lage von Amphibolit, am Weg in 2 *m* Breite aufgeschlossen, dann Cordieritgneis (47 *c*). Darauf liegt die Serie, welche über den Almhauskopf streicht (S. 173).

Als Ergebnis des eben besprochenen Profiles ist festzustellen: Die im Profil des Karrenweges unterscheidbaren Gesteinszüge streichen nicht als gleichbleibende Lagen durch, sondern keilen zum Teil sehr rasch aus. Das zeigen, abgesehen von der Karte, noch besonders die unter *b* und *c* zur Erörterung kommenden Profile.

b) Profil vom Almhauskogel über den Kamm zur Wegteilung.

Dieses Profil ist ein unmittelbar benachbarter paralleler Schnitt zum vorher besprochenen. (Siehe Fig. 9.)

Die Gesteinsserie des Gipfelgebietes des Almhauskogels (S. 173) wird von dem Marmorzug *b* unterlagert, der NO—SW streicht und unter 50° gegen Südosten fällt. Der Marmor reicht am Kamm bis 1640 *m* Höhe herab; in dieser Höhe befinden sich die untersten kleinen Marmoraufschlüsse; am Kamm sucht man vergeblich Einschaltungen, wie sie am Karrenweg in den Pegmatitgneisen und Quarziten vorhanden sind.

Unter dem Marmor liegen, in größeren felsigen Aufschlüssen entblößt, Kränzchengneise (62); diese Gesteine reichen bis etwa 1640 *m* Höhe herab, wo der bisher steile Kamm auszuflachen beginnt. In etwa 1640 *m* Höhe stehen unter dem Kränzchengneis Pegmatitgneise an, welche die hier schmal gewordene Fortsetzung des Zuges 31 der Karte sind.

Der Kränzchengneis und der Pegmatitgneis streichen, wie schon früher ausgeführt wurde, nicht mehr über den Karrenweg, sondern keilen vorher aus.

Ueber die Abflachung des Kammes streichen Amphibolite, Garbenschiefer und Kränzchengneise und unter diesen liegen Cordieritgneisdiaphtorite und Pegmatitgneise Unter dieser Serie liegt das Marmorband γ; es streicht N 60 O und fällt unter 70° in den Südostquadranten. Der Marmor ist am Kamm gut aufgeschlossen. Darunter liegt die Serie, die früher vom Karrenweg beschrieben wurde (Schiefergesteine und die Marmore α und β). Leider lassen am Kamm die Aufschlüsse recht viel zu wünschen übrig.

Das Profil *b* zeigt einerseits eine Vereinfachung (Fehlen der Einschaltungen im Marmor *b*), anderseits eine Komplizierung (Kränzchengneis und Pegmatitgneis eingeschaltet unter dem Marmor *b*) der Gesteinsfolge.

c) Profil am markierten Pfad von der Wegteilung an der Nordlehne des Almhauskopfes gegen das Soldatenhaus.

(Siehe Fig. 9.)

Die Folge, welche den Marmor α bei der Wegteilung begleitet, wurde bereits früher angeführt (S. 168). Auf das Marmorband α folgt

im Gehänge ein weiter nicht zu gliedernder Komplex von schlecht aufgeschlossenen Schiefern; es ist leider unmöglich, da eine detaillierte Folge zu geben, denn das Gehänge ist allzusehr verrutscht. Beobachtet wurden Gneisquarzite, Rappoldglimmerschiefer, dann eine Zone von pegmatitischem Gneis, darüber Kränzchengneise (59) auf 20 Schritte anstehend, dann Rappoltglimmerschiefer (104 *a* und 104 *b*) und Glimmerquarzite. Die Marmorbänder β und γ sind am Pfad nicht nachzuweisen; sie sind vielleicht schon ausgekeilt. Knapp vor der Quelle in der ersten tiefen Mulde des Gehänges (fast nördlich vom Almhauskopf) stehen diaphtoritische Cordieritgneise an.

Erst der Pegmatitgneiszug *a* zieht im Profil gut aufgeschlossen durch. Aber auch Amphibolgesteine sind in Rollstücken vorhanden; es sind Hornblendegranatgneise (78 *a*). In der Gehängemulde fast genau nördlich vom Almhauskopf steht dieses Gestein unter den Pegmatitgneisen über dem Weg an.

Auf die genannte Mulde folgt eine Gehängerippe, an welcher über dem Pegmatitgneis der Marmor des Zuges *b* liegt. An der Grenze von Pegmatitgneis, der zum Teil sehr schöne Glimmertafeln führt, und Marmor ist am Weg ein interessantes Detailprofil erschlossen, das folgende Gesteine übereinander zeigt:

Pegmatitgneis in großer Mächtigkeit als Liegendes.

Marmor, 6 *m* mächtig.

Pegmatitgneis, 2 *m* mächtig.

Intersertaler Plagioklasgneis (70), 2 *m* mächtig, quer über den Weg sehr gut aufgeschlossen.

Pegmatitgneis, 2 *m* mächtig.

Marmor in größerer Mächtigkeit als Hangendes.

Ueber dem Marmor *b* liegt ein schmales Band von diaphtoritischem Cordieritgneis (= Zug 29 der Karte); es keilt am Gehänge aufwärts über dem Weg ziemlich bald aus.

Dann folgt eine schmale Lage von Pegmatitgneis und von Glimmerquarzit mit Pegmatitkontakt (114 *a*). Diese Gesteine werden überlagert von dem 2—3 *m* breiten Band von Marmor des Zuges 27 der Karte; dieses keilt am Gehänge aufwärts aus. Das Hangende ist die breite Zone 26 der Karte, welche aus Pegmatitgneis besteht. Die Züge 26 und 28 vereinigen sich, da der Marmor 27 nach oben auskeilt, zum Zug *c* der Karte. Hier also blättert der Pegmatitgneis nach unten auf.

Ueber dem Pegmatitgneis liegt ein schmales Band von Cordieritgneis, das den Zug 25 der Karte bildet. Dann folgt wieder ein Marmorband (Zug 24 der Karte), das aufwärts gegen den Kamm zu auskeilt. Darauf erst ist der Zug der Glimmerschiefer zu beobachten, der über den Almhauskopf zieht.

Ueber diesen Glimmerschiefern liegt der Pegmatitgneis des Zuges 22, der sich im Gehänge oberhalb des Pfades mit dem Pegmatitgneis der Zone 20 zum Zug *d* der Karte verbindet. Während dieser Zug *d* sonst geschlossen durchzieht, wird er unten am Weg, indem er sich aufblättert, durch einen Keil von Knetgesteinen aus

Sillimanitgneis + Quarzit des Zuges 21 in zwei Lagen geteilt. Darüber folgt der Pegmatitgneis des Zuges 20. Sein Hangendes ist der Marmor des Zuges 19 = d_1 der Karte; er streicht NW—SO und fällt unter 50° gegen Südosten.

Die Folge des Profiles *c* zeigt, daß die einzelnen Gesteine wie Blätter übereinanderliegen; das geschieht aber nicht regelmäßig, sondern es sind zum Teil auskeilende Blätter. Die Gesteinsfolge ist am Pfad vollständiger oder eigentlich reicher als am Kamm.

d) Profil am Gipfel des Almhauskogels.

Wir verfolgen über das Gehänge aufwärts aus dem Profil *c* den Marmorzug d_1 (= Zug 19 der Karte) bis in das Südostgehänge des Almhauskogels; er bildet das Hangende der im folgenden zur Erörterung gelangenden Gesteinsfolge. (Siehe Fig. 9.)

Unter dem Marmor liegt die hier schmale Pegmatitgneiszone *d*, deren Liegendes Rappoltglimmerschiefer (104 *c*) sind. Unter diesem Gesteine liegt eine Zone von Ottrelithschiefern (58); diese sind an der Südostflanke des Almhauskogels neben dem Almzaun in schönen Stücken zu sammeln; sie streichen N 60 O und fallen unter 25° in den Südostquadranten.

Das Liegende der Ottrelithschiefer bilden Mylonite aus Quarzit + Cordieritgneisdiaphtorit (53), welche an der Ecke des genannten Zaunes wohl zu sehen sind. Darunter folgen an der ersten Kuppe des Almhauskogels Knetgesteine aus Cordieritgneis + Glimmerschiefer, die diaphtoritisch sind.

In der Mulde nach der ersten Kuppe streicht ein 5 *m* mächtiger Pegmatitgneis durch. Unter ihm liegt auf der zweiten Kuppe eine saure Lage (36, 35). In diesem Gestein liegt eine etwa 2 *m* mächtige Lage von Quarzit (120). Unter der Sauren Lage liegt am Rande der obersten Kuppe gegen eine kleine Mulde sillimanitführender Gneis (58 *a*) in kleinen Felsen aufgeschlossen. Dann folgt die kleine Mulde, in der ein Zug von Cordieritgneis in etwa 10 *m* Mächtigkeit durchgeht. Er wird unterlagert von der Pegmatitgneiszone *c*, deren Liegendes der Marmor *b* ist.

Die vom Almhauskopf beschriebene Gesteinsfolge zwischen den Marmoren d_1 und *b* läßt sich nur teilweise bis zum Karrenweg, der von der Wegteilung zum Alten Almhaus führt, durchverfolgen, wie die Karte zeigt. Auch hier ist ein teilweises rasches Auskeilen der Gesteinszüge festzustellen. Diese Erscheinung beherrscht ja das gesamte tektonische Bild der Umgebung des Alten Almhauses.

e) Profil über den Kamm Almhauskogel—Brandkogel.

Dieses Profil (siehe Fig. 9) geht, wie ein Blick auf die Karte zeigt, etwa unter einem halben rechten Winkel schief auf das Streichen. Wir gehen aus von der Pegmatitgneiszone *d*. Ihr Hangendes ist die Marmorzone d_1 (= Zug 19 der Karte). Ueber dieser quert eine breite Pegmatitgneiszone den Kamm; das ist jene, auf der das Alte Almhaus steht. Ihr gehört zwischen dem

Kamm und dem Almhaus ein auffallender großer Felsen an; in diesem Felsen ist der Pegmatitgneis (19) bankig abgesondert und diese Bankung geht parallel mit der Dachfläche und Sohlfläche des Pegmatitgneiszuges. Es kann sich da meines Erachtens nicht um eine primäre Bankung, wogegen schon die Durchbewegtheit des Gesteines spricht, sondern nur um eine tektonisch verursachte Bankung, um eine machanische Blätterung des Gesteines handeln. Diese Bankung streicht N 35 O und fällt unter 60—70° in den Südostquadranten.

Dieser Felsen erhebt sich auffallend aus dem Wiesenboden; er ist 6—8 *m* hoch und unterscheidet sich bereits aus der Entfernung von Marmoraufschlüssen. Trotzdem steht dort nach Leitmeiers Karte Marmor an.

Der in Rede stehende Zug von Pegmatitgneis bildet am Kamm zwischen dem Almhauskogel und dem Brandkogel einige kleine felsige Aufragungen (17, 18, 20). Von dort hat Leitmeier den „Granit vom Brandkogel" beschrieben. Dieser „Granit vom Brandkogel" sitzt nach Leitmeier wie ein Knopf, umgeben von Gneis, auf dem Kamm zwischen dem Almhauskogel und dem Brandkogel. Die tatsächlich dort herrschenden Verhältnisse gibt meine Karte wieder[1]). Granit ist dort überhaupt nicht vorhanden. Pegmatitgneis bildet den lang hinstreichenden Zug 18 meiner Karte, der spielend leicht im Gelände zu verfolgen ist und dem auch der eben vorher erwähnte Fels beim Almhaus angehört. Bezüglich des Granites in petrographischer Beziehung verweise ich auf Angels Auseinandersetzungen (S. 77). Auf S. 460 seines „Beitrages zur Petrographie der kristallinen Umrandung des Grazer Beckens" schreibt Leitmeier unter dem Abschnitt Pegmatit: „Ein feinkörniger Pegmatit von echt schriftgranitischer Struktur bildet die Randfazies des Granits. Der Uebergang von Granit in Pegmatit ist, trotzdem der Granit gegen den Rand zu mehr die teilweise gleichzeitige Entstehung des Quarzes und Mikroklins zeigt, kein allmählicher und, soweit der Ort aufgeschlossen ist, läßt sich eine deutliche Grenze verfolgen . . . Nach außen wird der Peg-

[1]) Ich betone, daß ich viele Stunden allein und dann mit Dr. Angel diesen Granit gesucht habe, ohne jemals auch nur eine Spur davon gefunden zu haben. Im übrigen verweise ich auf Freund Angels Auseinandersetzungen in dieser Angelegenheit (S. 77). Ich bemerke zu dieser Sache nur noch eine Kleinigkeit. Viele Petrographen sind geneigt, den Begriff Pegmatit nur auf Ganggesteine anzuwenden oder vielmehr überall dort, wo ein solches Gestein liegt, von vornherein dessen Gangnatur nicht anzuzweifeln. Das ist meines Erachtens ein zu enges Kleben an den theoretischen Vorstellungen über die petrogenetische Stellung der Pegmatite; denn diese Fassung des Begriffes Pegmatit nimmt keine Rücksicht auf die folgende Umformung des vielleicht einstmals bestandenen Lagerungsverhältnisses Eine Pegmatitmasse, die als großes Ganzes eine Gangform oder die Form einer Intrusivmasse gehabt haben kann, das heißt in Schiefer eingedrungen ist (wie der „Marteller Granit"), kann durch spätere tektonische Vorgänge in Blätter zerlegt werden. Daher ist mit dem Namen Pegmatit oder Pegmatitgneis in allen nachher durchbewegten und tektonisch stark umgeformten Gebieten nur ein petrographischer Begriff verbunden; und es ist damit nichts über die derzeitige Lagerung gesagt. Daher kann man vom Standpunkte des Feldgeologen Pegmatit und Ganggestein nicht als sich deckende Begriffe ansehen. Es ist infolgedessen viel zu weitgehend, wenn, wie es von petrographischer Seite schon öfters geschehen ist, die Pegmatitgneise in den kristallinen Schiefern ohne weiteres als Gänge bezeichnet werden.

matit immer grobkörniger." Diese Zeilen könnten den Eindruck erwecken, daß ihnen eine reale Beobachtung zugrunde liegt. Ich setze dem entgegen, was man tatsächlich beobachten kann: der in Rede stehende Zug, der sich am Nordhang des Kammes in zwei Arme teilt, besteht außen aus groben Pegmatitgneisen, dann folgen, wenn man gegen den Brandkogel zu geht, feinere Pegmatitgneise, dann eine gleich zu erwähnende Schieferlage, dann wieder grobe Pegmatitgneise, welche an Marmor grenzen. Wo nach Leitmeiers Karte der „Granit des Brandkogels" sein müßte, stehen nur Pegmatitgneise und der erwähnte Schieferstreifen an.

In die Pegmatitgneiszone schaltet sich, aus dem Nordgehänge heraufziehend und nach unten sich ständig verbreiternd, der schon obenerwähnte Schieferstreifen ein, der knapp noch den Kamm erreicht und dann auskeilt. Es sind graue Glimmerquarzite (110). Ueber ihnen liegen nur mehr grobkörnige Pegmatitgneise.

Ueber diesen Pegmatitgneisen folgt die ziemlich breite Marmorzone *e* (= Zug 13 der Karte). Darüber folgt ein schmales, in den beiderseitigen Gehängen rasch auskeilendes Band von Hornblendegranatgneis[1] (76, 77). Dessen Hangendes ist ein schmales Band von Pegmatitgneis. Und dieses wird überlagert von einem Zug von Mylonit aus Cordieritgneis + Glimmerquarzit (48). Dieses Gestein setzt den westlichen Teil einer Kuppe am Kamm zusammen, die durch eine kleine Scharte vom Brandkogelgipfel getrennt wird.

Ueber dem Mylonit liegt ein schmales Band von turmalinführendem Aplitgneis (30) und dieser ist das Liegende des mächtigen Marmors *f*, der dem Brandkogel seine hübsche, aus der Schieferumgebung herausstechende Form gibt. Im Brandkogel beobachtet man NO—SW-Streichen und 60° Einfallen gegen Südosten. Marmor steht bereits im östlichen Teile der obenerwähnten Kuppe vor der Scharte und in dieser an[2]).

Im Anschluß an das eben erörterte Profil möge noch ein etwa 300 Schritte entfernter Schnitt besprochen werden. Sein Ausgangspunkt ist das Gebiet des auffallenden Felsens (S. 174) aus Pegmatitgneis (19); seine Richtung geht senkrecht auf das Streichen zum Karrenweg vom Alten Almhaus zum Soldatenhaus. Ueber dem Pegmatitgneis des auffallenden Felsens beobachtet man den Marmor *e* und darüber neuerlich Pegmatitgneis (21, 22). Ihr Hangendes sind schön ausgebildete Cordieritgneise (44). Ueber diesen liegt die Fortsetzung des Zuges 12 der Karte, das sind Knet-

---

[1]) Ippen (Mitteilungen des naturwissenschaftl. Vereines für Steiermark, 1895, Bd. 32, S. 15) erwähnt ein Amphibolgestein kurz vor dem Gipfel des Brandkogels. Ist dieses der Hornblendegranatgneis oder das Gestein beim Soldatenhaus?

[2]) Ippen (l. c. S. 27) führt vom Soldatenhaus und vom Brandkogel graue Kalkglimmerschiefer mit sehr kleinen, klaren Kaliglimmerschüppchen an. Leitmeier (l. c. S. 469) meint in bezug auf Ippens Zeilen, daß diese Kalkglimmerschiefer eine mechanische Ineinanderpressung von Glimmerschiefer und Marmor seien. Das hätte meines Erachtens den letztgenannten Autor aufmerksam auf die Bedeutung tektonischer Vorgänge machen können und ihn sowohl bei geologischen Schlüssen als auch bei der Gesteinsdiagnose vorsichtiger machen sollen.

gestein aus Cordieritgneis + Glimmerquarzit; diese Zone zieht aber nicht viel weiter gegen Südwesten, sie keilt in den Pegmatitgneisen aus. In diesem tektonisch den Marmorzug *e* überlagernden Pegmatitgneisen liegt genau östlich unter dem Alten Almhaus am Karrenweg zum Soldatenhaus eine schmale Einschaltung von quarzigem Garbenschiefer (72*a*). — Im Pegmatitgneis unter dem Marmor *e* liegt am genannten Karrenweg eine schmale Einschaltung eines turmalinführenden sauren Gesteines (33) und damit verbunden eine Lage einer turmalin- und muskowitreichen sauren Lage (34).

So wechselt auch hier der Bestand der Profile auf eine ganz kurze Strecke. Dazu kommt, dieses tektonische Bild ergänzend, noch die Erscheinung, daß einzelne, auf lange Strecken durchziehende Gesteinsbänder starke Mächtigkeitsschwankungen haben, indem sie linsenartig anschwellen und dann wieder, ihre Dicke verlierend, als schmale Blätter durchstreichen. Das legt den Gedanken nahe, es könne sich bei dieser Erscheinung nicht um eine primäre Eigenschaft, sondern um eine sekundäre Errungenschaft, um eine auf tektonischem Weg erworbene Erscheinung handeln, es könne sich bei den scheinbar einheitlichen Schichtzügen auch um dieselbe Sache handeln wie bei den auskeilenden und wieder aufsetzenden Gesteinszügen.

f) Profil am markierten Pfad von der Wegteilung zum Soldatenhaus über dem Gesteinszug 20 der Karte.

Dieses Profil (siehe Fig. 9) schließt an das Profil des Kammes vom Almhauskopf zum Brandkogel derart an, daß es eine im tieferen Gelände genommene Ergänzung desselben darstellt. — Ueber der Pegmatitgneiszone 20 (= *d*) liegt am Pfad aufgeschlossen der Marmor d_1 (= Zug 19 der Karte). Darauf folgt der Pegmatitgneis des Zuges 18. Das ist der eine Flügel jener Zone, die am Kamm in großer Breite erschlossen ist und die dort durch den Zug von Glimmerquarzit (110) geteilt wird. Dieser Zug von Glimmerquarzit ist aber auch nicht mehr einfach geblieben, sondern zwischen ihn und den Marmor d_1 schalten sich folgende, nach oben rasch auskeilende Gesteinszüge ein:

Marmor des Zuges 19 = d_1, als Liegendes;
Pegmatitgneis, ein schmales Band bildend;
Marmor, als ein ganz schmales Band;
Pegmatitgneis, stark geschiefert;
Glimmerquarzit des Zuges 17.

Das Hangende der Glimmerquarzite ist der Marmor des Zuges 16 der Karte; dieser keilt nach oben hin im Gehänge rasch aus und erreicht nicht mehr den Kamm; am Weg ist er etwa 15 *m* breit. Er wird durch den Gesteinszug 15, bestehend aus Cordieritgneisdiaphtorit überlagert. Da der Marmor des Zuges 16 nach oben hin auskeilt, so liegen im Gehänge über dem markierten Pfad die Züge 15 und 17 aneinander; während aber der Zug 15 schon im Gehänge auskeilt, tut der Zug 17 dies erst, nachdem er den

Kamm knapp erreicht hat, dort, wo nach Leitmeiers Karte der „Granit des Brandkogels" liegen müßte.

Die auf den Gesteinen des Zuges 15 liegende Zone 14 zerfällt in zwei getrennte Gesteinszüge; unmittelbar auf dem Zug 15 liegen stark gepreßte Pegmatitgneise, welche eine ganz schmale Zone bilden. Ihr Hangendes sind Cordieritgneisdiaphtorite, welche am Kontakt gegen den Marmor *e* zu einem reinen Cordieritgneis werden.

Sehr stark verschmälert gegen seine Entwicklung am Kamm setzt unten am Weg der Marmor *e*, d. i. der Zug 13 durch. Darüber folgt in breiter Zone ein Mylonit aus Cordieritgneis + Glimmerquarzit (49). Das Hangende desselben ist Aplitgneis (29), der eine Fortsetzung desselben Gesteines vor dem Brandkogel ist (S. 176).

Darüber folgt der mächtige Marmor des Brandkogelzuges In den liegendsten Teil desselben ist am Weg der Zug 10 eingeschaltet, welcher aus Cordieritgneis + Glimmerquarzit-Mylonit besteht. Ueber dieser Einschaltung erst liegt die Hauptmasse des Marmors.

Vereinigt man die Bilder des eben besprochenen Profils und des Kammes, so ergibt sich auch hier die blätterartige, einem Kartenspiel ähnliche Aufeinanderschichtung der Gesteine.

g) Profil beim Soldatenhaus über die „Kuppe mit dem alleinstehenden Baum".

(Siehe Fig. 9.)

Die Lage dieser Kuppe ist aus der Karte zu ersehen. Zwischen dem aus Marmor aufgebauten, genau gegen Nordost hinziehenden Kamm des Brandkogels und der „Kuppe mit dem alleinstehenden Baum" ist eine flache Scharte, eine Gehängemulde vorhanden. Bis in diese Mulde reichen die gegen Südosten einfallenden Marmore des Brandkogelzuges. Ihr Hangendes sind sillimanitführende Flasergneise (43). Darüber liegen in etwa 10 *m* Mächtigkeit Hornblendegranatgneis (78) und gemeine Amphibolite (83). Das Hangende dieser Gesteine ist ein Band von Pegmatitgneis, das in etwas größeren Aufschlüssen entblößt ist. Darüber folgen Glimmerquarzite (112), welche von schmalen Pegmatitgneislagen durchzogen sind; diese Glimmerquarzite stehen sehr steil; sie sind in felsigen Aufschlüssen etwa 8 *m* vor und noch 25 *m* nach der alleinstehenden Fichte sehr gut entblößt. Ueber ihnen liegt eine etwa 10 *m* breite Pegmatitgneiszone, welche auch granophyrische Lagen enthält. Auf dem nun folgenden flachen Rücken der Kuppe folgt ein Stück ohne wesentliche Aufschlüsse; wahrscheinlich stehen da nur Glimmerquarzite an; diese Stelle ist als Zug 2 in der Karte ausgeschieden. Dann kommt man in mächtige Pegmatitgneise; diese bilden den Zug 1 der Karte; sie gehören zu einer mächtigen Masse von Pegmatitgneisen, denn sie reichen am

Rücken, der sich östlich vom Soldatenhaus gegen den Bundscheck zu erstreckt, ziemlich weit herab[1]).

Auf dem Rücken südöstlich vom Brandkogel zieht die Grenze zwischen dem Marmor *f* und dessen Hangendem etwas über dem markierten Weg vom Almhaus zum Soldatenhaus durch. Ueber dem Marmor liegt Cordieritgneisdiaphtorit. Darüber folgt Hornblendegranatgneis; diese Amphibolgesteine ziehen hier also mindestens 600 *m* weit im Streichen durch[2]).

An der Grenze der Schiefer und der Marmore findet man zwischen dem Soldatenhaus und dem genannten, in südöstlicher Richtung vom Brandkogel herabziehenden Rücken auf den Almwiesen zahlreiche große Trümmer von dünngebanktem Marmor, der ungemein intensiv gefaltet ist. Die Schenkel dieser enggedrängten Falten stehen fast parallel. Die Faltenhöhe beträgt 2 bis 3 *dm* im Höchstausmaße. Es sind wahre Musterbeispiele von faltiger Zerknitterung des Gesteins. Die Faltung zeigt aber auch, daß der Marmor (abgesehen von der Schuppenbewegung des Marmorzuges als Ganzes) noch die Spezialbewegung der Faltung mitgemacht hat; er muß also gewissermaßen tektonisch selbständig in der Schuppenbewegung gewesen sein. Diese Faltung legt den Gedanken nahe, daß die Mächtigkeit des Marmors durch tektonische Vervielfältigung auch auf dem Wege der Faltung zustande gekommen sein könnte (neben einer Verstärkung der Mächtigkeit durch Schuppung).

h) Profil über dem Wolkerkogel in NW—SO-Richtung.

Die Gesteinszüge der bisher erörterten Profile ziehen zum Teil in das Profil des Wolkerkogels hinein. Vom Alten Almhaus geht ein markierter Weg eben zum flachen Rücken, der vom Wolkerkogel in nordwestlicher Richtung absinkt. Unser Profil beginnt dort, wo sich dieser Weg um den Rücken schlingt, um von da in der Richtung zum P. 1634 hinzuziehen; das Profil beginnt also in der „Nordwestecke" des Wolkerkogels (siehe Fig. 10).

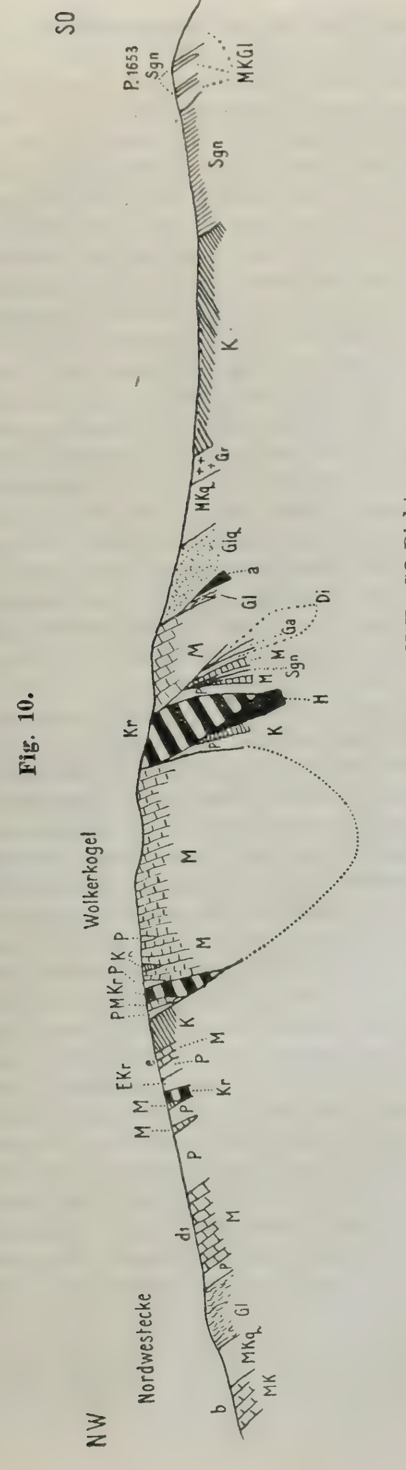
Man steht da auf dem Marmor d_1, der auf dem ebenen Kammstück ansteht. Unter diesem liegt die hier ganz schmale Pegmatitgneiszone *d*. Dort, wo das ebene Stück des Gehänges, welches der markierte Weg übersetzt, gegen Nordwesten abzufallen beginnt, befinden sich schöne Aufschlüsse in Rappoltglimmerschiefer (103, 107 *b*); die Mächtigkeit dieser Gesteine ist ziemlich groß, da sie auf mehr als 5 *m* Höhe das Gehänge bilden. Darunter befindet sich ein Mylonit aus Pinitgneis + Quarzit (52) und unter diesem liegt der Marmor *b*.

Wenn wir das, was hier zwischen den Marmoren d_1 und *b* liegt, mit dem vergleichen, was im Gebiete des Almhauskogels zwischen diesen Marmoren liegt, so ergibt sich, dem letztgenannten Profil

[1]) Ich unterlasse es, die Kartendarstellung Leitmeiers zu kritisieren; wohl aber muß festgestellt werden, daß im ganzen von mir begangenen Gebiete der Stubalpe Chloritschiefer fehlt, obwohl Leitmeier einen solchen vom Soldatenhaus beschreibt (l. c. S. 465).

[2]) Dazu möge Leitmeiers Karte verglichen werden!

Fig. 10.



Profil über dem Wolkerkogel in NW—SO-Richtung.

Zeichen-Erklärung.

M = Marmor.	*K* = Cordieritgneis.	*Kr* = Kränzchengneis.
Gl = Glimmerschiefer.	*MKq* = Mylonit aus Cordieritgneis und Quarzit.	*EKr* = Epigneis desselben.
Glq = Glimmerquarzit.	*MKGl* = Mylonit aus Cordieritgneis und Glimmerschiefer.	*H* = Hornblendegranatgneis.
P = Pegmatitgneis.		*Ga* = Garbenschiefer.
Gr = Granitgneis.		*a* = Amphibolit.

gegenüber, eine Verarmung der Gesteinsfolge, da die Quarzite, Ottrelithschiefer etc. fehlen.

Wir verfolgen nun, von der „Nordwestecke“ ausgehend, das Profil über dem breiten Kamm zum Wolkerkogel. Der Marmor d_1 fällt unter 40—60° gegen Südosten ein. Darüber liegen mächtig entwickelte Pegmatitgneise, die in sehr guten Aufschlüssen entblößt sind. Das sind jene Gesteine, auf denen das Alte Almhaus steht. Während aber beim Almhaus und auf der Strecke von diesem bis in die Nähe der jetzt in Erörterung stehenden Profillinie der Pegmatitgneiszug scheinbar einheitlich ist, schaltet sich hier ein ganz schmaler Marmorzug in ihn derart ein, daß drei Viertel des Pegmatitgneiszuges unter, ein Viertel desselben über dem Marmor liegen.

In 1680 *m* Höhe liegt über dem Pegmatitgneis ein 1 *m* mächtiges Marmorband. Darüber folgt ein 5 *m* mächtiges Band von Kränzchengneis (62*a*), das im Gelände weit verfolgbar ist; es wird von einer Lage von Epigneis der Kränzchengneisgruppe (68) und von einer schmalen Zone von Pegmatitgneis überlagert. Dann folgt ein dünnes Band von Marmor *e* (= Zug 13 der Karte). Er wird überlagert von Cordieritgneisen, welche felsige Aufschlüsse bilden. In 1685 *m* Höhe liegt darüber eine kurze Zone von ganz gering mächtigem Pegmatitgneis und darüber eine ebensolche Zone von Marmor, der unter 70° gegen Südosten einfällt. Sein Hangendes ist Kränzchengneis (60); er fällt ebenfalls unter 70° gegen Südosten ein.

Darüber folgt eine am Kamm kaum 5 *m* breite Zone von Pegmatitgneis, der ein auskeilendes Ende des mächtigen Pegmatitgneises unter dem Alten Almhaus ist. Im Nordostgehänge des Wolkerkogels nimmt dieser Pegmatitgneis rasch eine große Verbreitung ein.

Dann folgt der mächtige Marmor des Wolkerkogels; er entspricht dem Brandkogelmarmor, ist aber wesentlich komplizierter gebaut. Dieser Marmor des Wolkerkogels erscheint nur bei flüchtiger Begehung einheitlich; wie die Karte zeigt, sind mehrere Einschaltungen vorhanden. Eine solche liegt in der Kuppe, die etwa 20 *m* vor dem Hauptgipfel aufragt; dort beobachtet man, kaum aufgeschlossen, eine Lage von Cordieritgneis von wenigen Zentimetern Dicke im Marmor; diese Lage ist in der Karte ungemein stark übertrieben gezeichnet. In der Mulde zwischen der genannten Vorkuppe und dem Zipfel selbst liegt eine schmale Lage von Pegmatitgneis; dieser ist über das Nordostgehänge abwärts zu verfolgen, wobei er sich rasch verbreitert und mit dem Pegmatitgneis unter dem Alten Almhaus zusammenhängt. Dieser Pegmatitgneis nimmt, wie die Karte zeigt, am Nordostgehänge eine sehr große Fläche ein. Die vom Wolkerkogel herabziehenden Pegmatitgneise lassen sich am Nordosthang in jener flachen Mulde des Gehänges herab verfolgen, welche beiläufig die Richtung gegen die Baumgruppe ober der Alm (östlich unter dem Alten Almhaus) hat.

Auch auf dem Wolkerkogel selbst (wo sich die Ruinen von Mauern befinden) ist dem Marmor eine kaum merkbare Lage von Glimmerschiefer eingeschaltet; sie wurde nicht in der Karte eingetragen.

Der oben erörterte Pegmatitgneis, der zwischen der Vorkuppe und dem Wolkerkogel liegt, dringt von unten her wie ein Keil in den Marmor ein und spaltet einen Teil desselben von der Hauptmasse ab. Dieser abgespaltene Teil endet im Streichen gegen Nordosten zu; es ist aber nicht festzustellen, ob das durch tektonisches Auskeilen oder durch eine Faltenumbiegung geschieht.

Vom Wolkerkogel gegen den P. 1653 zu steht auf eine längere Strecke Marmor an; er hält an über eine Kuppe, die, durch ein Kreuz fixiert, östlich vom Gipfel des Wolkerkogels liegt. Oestlich von dieser Kuppe dringt ein nach unten durchziehender Streifen von Kränzchengneis (61) in den Marmor ein. Diesen Gneis kann man in beiden Richtungen im Streichen verfolgen; sie queren einerseits den Weg vom Alten Almhaus nach Hochgößnitz, anderseits sind sie auch gegen Südwesten zu verfolgen (siehe die Karte).

Ueber diesem Kränzchengneis liegt noch ein breiter Zug von Marmor, der wohl noch als ein Zugehöriger zum Brandkogelzug aufzufassen ist.

Zwischen diesem Marmor und dem P. 1653 liegt ein breiter Schieferkamm, der ebenso wie seine beiderseitigen Gehänge in mäßiger Weise aufgeschlossen ist. Das Hangende der Marmore sind graue Glimmerquarzite (108 *a*), welche nur gering mächtig sind.

Ueber ihnen liegt, auf 30 Schritte Breite aufgeschlossen, ein Knetgestein aus Pinitgneis + Glimmerquarzit (50). Dann folgt ein Gesteinszug, der infolge seiner Widerstandsfähigkeit gegen die Verwitterung besser aufgeschlossen ist, der aber gegen Nordosten bald auskeilt; er besteht aus Granatgneis (1) mit und ohne Granaten; die beiden Varietäten wechseln in Lagen miteinander ab. Der gesamte Zug ist etwa 30 Schritte breit.

Darauf liegen, in beiläufig 30 Schritten Breite aufgeschlossen, Cordieritgranatgneise (45). Darüber folgen, bloßgelegt in mehreren aus dem Almboden herausschauenden Aufschlüssen, prachtvolle Cordieritgneise, die einen Streifen von etwa 50 Schritten Breite bilden. Ihr Hangendes quert den Kamm in ziemlich beträchtlichen Aufschlüssen; es sind Sillimanitgneise. 80—100 Schritte vor dem P. 1653 ragen aus dem Wiesenboden Aufschlüsse eines Sillimanitflasergneises (42) heraus. Die Felsen des P. 1653 bilden Mylonite aus Pinitgneis + Glimmerquarzit (51) und Lagen von Sillimanitflasergneis. Die Sillimanitgesteine des Profiles sind dieselben, welche im Bundscheckkamm eine große Verbreitung haben, fallen aber tektonisch nicht mit ihm zusammen. Südöstlich des P. 1653 zieht über der bisher erörterten Gesteinsfolge Pegmatitgneis durch, der tektonisch viel höher liegt als der Brandkogelmarmor.

Die Schiefer über dem Marmor des Wolkerkogels sind halbwegs über die Nordostflanke des Rückens hinab zu verfolgen. Der Granitgneis aber erreicht den markierten Weg nach Köflach nicht mehr. Man beobachtet an diesem Weg von unten nach oben die Sillimanitgesteine, dann die Cordieritgranatgneise, dann einen Zug von Glimmerquarziten. Unter diesen letzteren aber schaltet sich fast genau dort, wo man sich am Weg

in einer geraden Linie vom Brandkogelgipfel über die Almhütte der Karte befindet, ein nach oben auskeilendes Band von Feldspatamphibolit (80) ein; das Liegende desselben ist Rappoltglimmerschiefer (lagengneisähnlich, 107 *e*). Darunter liegt der Marmor; er streicht N 60 O und fällt unter 80° in den Südostquadranten. In ihn schaltet sich der vom Gehänge herabziehende Kränzchengneis ein, der ein schmales Band bildet, das nach unten zu wahrscheinlich bald auskeilt. Unter diesem Gestein ligt der Marmor, der zum Gipfel des Wolkerkogels zieht; er fällt unter 60—80° gegen Südosten.

i) Das Gebiet südwestlich vom Wolkerkogel und die Profile der Umgebung des P. 1634.

(Siehe Fig. 11.)

Der Marmorzug des Gipfels des Wolkerkogels läßt sich nur eine kurze Strecke über das Südwestgehänge herab verfolgen. Er endet im Gehänge, auf Cordieritgneis liegend, wahrscheinlich nicht spitz, sondern nach der Verteilung der wenigen Aufschlüsse zu urteilen, stumpf-bogenförmig. Vielleicht ist das ein nach unten durch eine Falte abgeschlossenes Ende. Es ist überdies fraglich, ob da nur Cordieritgneise vorhanden sind; denn es liegen dort auch Kränzchengneise herum. Leider lassen gerade hier die Aufschlüsse zu wünschen übrig. An der Südseite wird der unterste Teil des Marmors von Pegmatitgneis (d. i. der Zug *g* der Karte) begleitet.

Das im folgenden zur Besprechung gelangende Profil geht in NW—SO-Richtung knapp südwestlich vom Ende des ebenerwähnten Marmorzuges durch. Das Liegende des Profiles sind die Marmore des Zuges *e*. Darüber lagert in bedeutender Mächtigkeit Cordieritgneis; dann folgt der Pegmatitgneis des Zuges *g* der Karte; das ist jener Pegmatitgneis, der den Marmor des Wolkerkogels ein Stück im Süden begleitet.

Darüber folgt ein Gesteinszug, der kleine Felsen am Kamm bildet. Bevor auf diesen eingegangen wird, möge nur erwähnt werden, daß sich bei der Quelle, die sich neben dem Weg zum Salzstiegel fast genau nordwestlich vom P. 1634 befindet, zwischen den Zug *g* und den Gesteinszug der Cordieritgneisdiaphtorite (Pinitgneis, 47) der schmale Marmorzug e_1 einschaltet; er fällt unter 70° gegen Südsüdosten. — Ich kehre nun wieder zur Erörterung des Profiles, dessen Besprechung oben abgebrochen wurde, zurück.

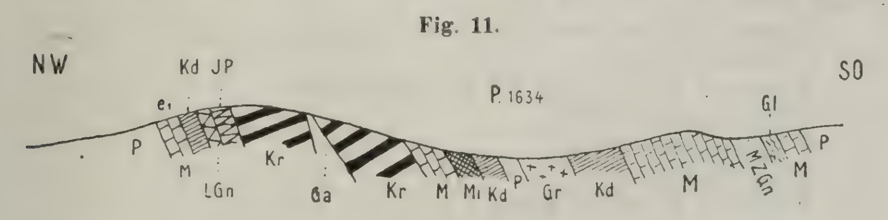
In den obenerwähnten Felsen am Kamm lassen sich mehrere Gesteinszüge sehr wohl unterscheiden. Da oben am Kamm der Marmor e_1 bereits ausgekeilt ist, liegen direkt über den Pegmatitgneisen des Zuges *g* Cordieritgneisdiaphtorit (47) und Lagengneise (4) in schmalen Bändern.

Darüber folgen gut aufgeschlossen und in kleinen Felsen entblößt intersertale Plagioklasgneise (69) und besonders typische Kränzchengneise (65); sie führen meist Granaten, welche manchmal sehr groß sind und haben ein Streichen von N 60 O

und ein Fallen von 70—80° in den Südostquadranten (gemessen bei der kleinen Baumgruppe am Kamm). Im Kränzchengneis liegt ein Zug von Garbenschiefern (74); er ist am Kamm selbst nur als eine schmale Lage entwickelt, gegen die früher genannte Quelle verbreitert er sich stark; während er am Kamm noch sehr wohl aufgeschlossen ist, keilt er gegen den Wolkerkogel zu ebenso wie der Kränzchengneis aus.

Südlich von dem felsigen Kamme liegt die Mulde des P. 1634. Ueber dem Kränzchengneis des Kammes liegt noch vor der Mulde ein schmaler Marmorzug; dieser ist das Liegende der Serie des P. 1634.

Fig. 11.



Das Gebiet südwestlich vom Wolkerkogel und das Profil der Umgebung des P. 1634.

Zeichenerklärung aus dem nebenstehenden Text zu entnehmen.

Es folgt zuerst Minettegneis (37) und dann in der Mulde selbst Pinitgneis (47*a*). Zuerst quert fast in der Mitte der Mulde ein Zug von Pegmatitgneis durch, der nur ein schmales Band bildet. Darauf liegt Granitgneis (3); dessen Hangendes bildet neuerlich Pinitgneis (47*a*); dieser stoßt an den Marmorzug südlich des P. 1634.

Dieser Marmor entspricht wohl dem südöstlich vom Wolkerkogel, aber noch dem Marmor *f* angehörenden Zug. Zuerst beobachtet man Marmor in großer Breite, kleine Felsaufragungen am Kamme bildend. Dann folgen in der Breite von wenigen Metern Mylonite aus Zoisitamphibolit + Gneis (92) und Rappoltglimmerschiefer(?) mit Pegmatitkontakt (107*f*). Darüber liegt noch eine schmale Zone von Marmor. Das Hangende der Marmore sind Pegmatitgneise, also wieder andere Gesteine als sie im Hangenden des Marmors des Wolkerkogels auftreten.

k) Profil in der Gehängemulde südlich des Wolkerkogels.

(Siehe Fig. 10.)

Man sollte eigentlich — die normalen Verhältnisse des Durchstreichens der Gesteinszüge vorausgesetzt — erwarten, daß die Gesteine des P. 1634 in das Wolkerkogelprofil hineinstreichen; statt dessen sieht man dort, nämlich auf der Strecke Wolkerkogel—P. 1653 nur einen Zug von Kränzchengneis, der die beiden mächtigen Marmorzüge trennt; alle Züge des Profiles vom P. 1636 fehlen. In der Vollständigkeit gegen das letztgenannte Profil einerseits zurück-

stehend, anderseits aber neue Gesteinszüge zeigend, beobachtet man an dem in der Karte eingetragenen Weg[1]), der die Mulde südlich des Wolkerkogelgipfels quert, die in den nächsten Zeilen angegebenen Gesteinszüge:

Pegmatitgneis des Zuges *g* der Karte, Liegendes;

Cordieritgneis;

Hornblendegranatgneis (75) als Fortsetzung des Kränzchengneises nördlich vom P. 1634;

Pegmatitgneis, der vielleicht eine Fortsetzung des über dem Minettegneis und Cordieritgneisdiaphtorit des P. 1634 liegenden Zuges desselben Gesteines ist;

Marmor als schmales Band in der Mulde selbst durchstreichend;
Sillimanitgneis;
Marmor als ein etwa 10 *m* breites Band;
Disthenfels (46);
Garbenschiefer;
Disthenfels (46);
Marmor als breite Zone.

Das Profil zeigt auch hier den lebhaften Wechsel auf kurze Distanz, der zwischen zwei sicher äquivalenten Gesteinszügen auftritt.

l) Profil von der Langen Tratten auf den Schwarzkogel.

(Siehe Fig. 12.)

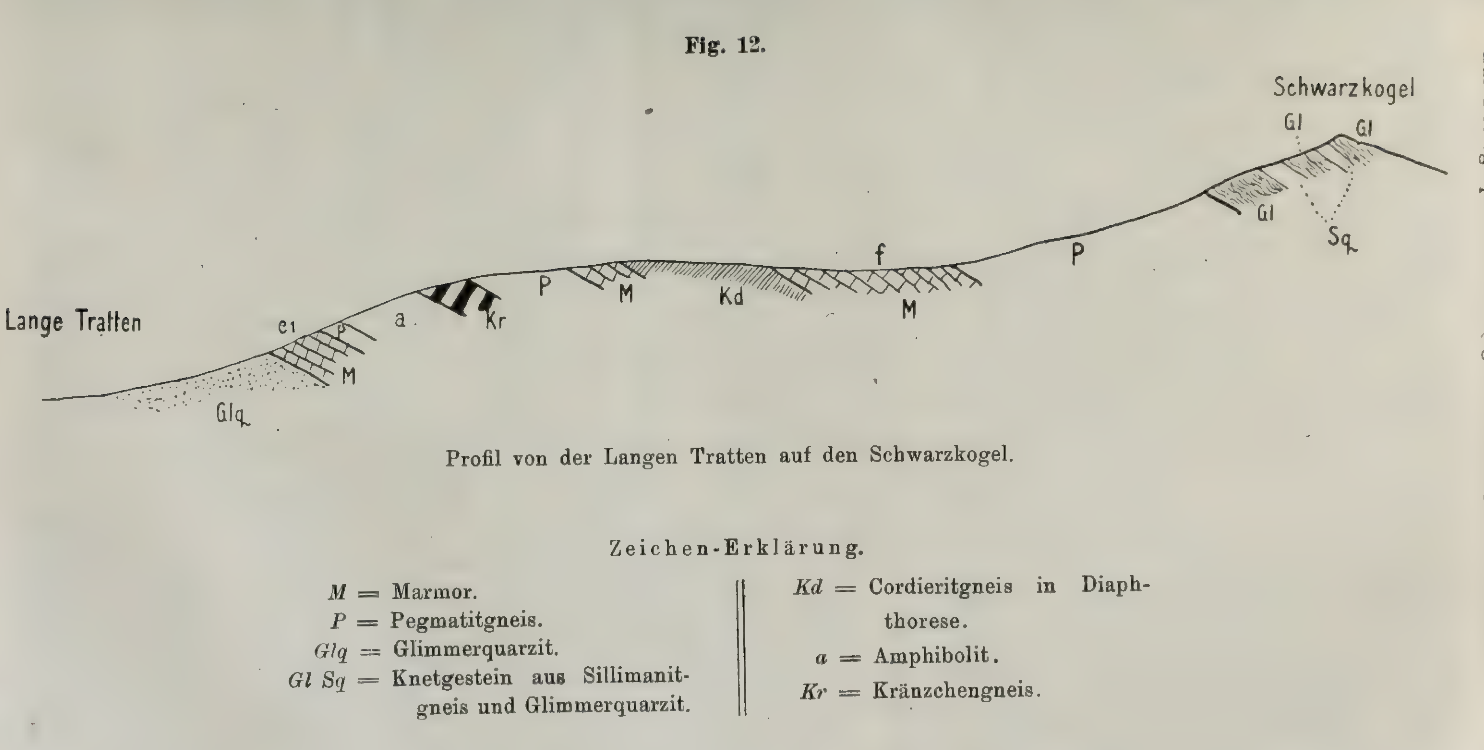
Die Karte endet südlich vom P. 1634, so daß das jetzt zur Erörterung kommende Profil, das aber noch im Detail studiert wurde, bereits der Kartenunterlage entbehrt. Die im Gebiete des P. 1634 unterschiedenen Gesteinszüge sind sehr schwierig und zum Teil mit höchst unsicherem Erfolge durch das Nordwestgehänge des Kammes zwischen P. 1634 und dem Schwarzkogel zu verfolgen, da stark verrutschte Wiesenböden vorhanden sind.

Gut entblößt ist dagegen das Profil von dem tiefsten Punkt der Langen Tratten auf den Schwarzkogel. Wenn man von der Quelle unter dem P. 1634, wo der Marmor e_1 ansteht, auf dem markierten Weg über die Almwiesen geht, bleibt der Marmor e_1 rechts vom Weg. An diesem Weg liegt noch eine Quelle in der großen Gehängemulde unter dem Schwarzkogel; dort steht Marmor an. Der Weg führt weiter über Schiefer und Pegmatitgneise, ohne daß deren Lagerungsbeziehungen zu entwirren wären. Knapp bevor man den tiefsten Punkt der Langen Tratten erreicht, ziehen wieder die Marmore e_1 durch.

Wir verfolgen das Profil auf den Schwarzkogel von dem tiefsten Punkte der Langen Tratten aus und beobachten da ganz unten Glimmerquarzite (111) in großen Aufschlüssen; sie fallen unter 30° rein gegen Norden. Darüber liegt ein 10 *m* mächtiger Zug von

[1]) Das ist nicht der in der Spezialkarte stehende Weg bei der Wolkerhütte; dieser quert das Gehänge viel tiefer.

Fig. 12.



Profil von der Langen Tratten auf den Schwarzkogel.

Zeichen-Erklärung.

M = Marmor.
P = Pegmatitgneis.
Glq = Glimmerquarzit.
Gl Sq = Knetgestein aus Sillimanitgneis und Glimmerquarzit.
Kd = Cordieritgneis in Diaphthorese.
a = Amphibolit.
Kr = Kränzchengneis.

Marmor[1]) (= e_1). Im Hangenden folgt eine schmale Zone von Pegmatitgneis. Darüber liegt eine etwa 12 *m* mächtige Lage von gemeinem Amphibolit (86), welcher von einem beiläufig 5 *m* dicken Bund von Kränzchengneis überlagert wird. Dessen Hangendes ist eine 10 *m* mächtige Lage von Pegmatitgneis.

Darüber liegen Marmore; diese entsprechen dem ersten Marmorband über dem Kränzchengneis nördlich von P. 1634; sie bilden kleine Felsen und sind etwa 5 *m* mächtig. Dann folgen Cordieritgneise in Diaphtorese (47*b*), die in 1630 *m* Höhe am Beginne einer längeren Abflachung des Gehänges liegen. Den oberen Teil dieser Abflachung nehmen mächtige Marmore, d. i. die Fortsetzung des Zuges *f* vom Profil südlich des P. 1634. In steilerem Abfall erhebt sich darüber eine Zone von Pegmatitgneisen und am Gipfel selbst stehen Knetgesteine von Sillimanitgneis + Glimmerquarzit und besonders helle Glimmerschiefer (96) an; diese letzteren entsprechen wohl jenem Gesteinszug, der über den P. 1653 zieht.

m) Allgemeine Bemerkungen zu den Profilen aus der Umgebung des Alten Almhauses.

In der Umgebung des Alten Almhauses treten die verschiedensten Gesteine auf, und zwar in einer Folge, die jedem Ordnungsversuch Hohn spricht. Es möge im Anschluß an die petrographische Erörterung der Gesteine festgestellt werden, daß die Gesteine aller drei Tiefenstufen Grubenmanns durcheinandergestoßen sind und über- und untereinander liegen.

Um nur einige zu nennen, mögen Gesteine aus verschiedenen Tiefenstufen angeführt werden:

Der ersten Tiefenstufe gehört der Epigneis der Kränzchengneisgruppe an.

In die zweite Tiefenstufe gehören die Amphibolite, ferner wohl die Quarzite und die Rappoltglimmerschiefer; jedenfalls gehören die beiden letztgenannten nicht in die unterste Stufe; ferner gehört in die zweite Tiefenstufe der Mesotonerdesilikatgneis.

Angehörige der dritten Tiefenstufe sind die Kränzchengneise, Cordieritgneise, Sillimanitgneise und Granitgneise.

Es ist selbstverständlich, daß nur die sicher in Grubenmanns Tiefenstufen einreihbaren Gesteine angeführt sind.

Klar ist der Schluß, daß die Gesteinszüge der Umgebung des Alten Almhauses eine Mischung von Angehörigen der verschiedenen Tiefenstufen darstellen. Eine solche Mischung kann nur auf mechanischem Wege geschehen.

---

[1]) Leitmeier sagt in seiner Erörterung (S. 461), daß an der Grenze von Marmor und pegmatitischem Gneis am Westhange des Schwarzkogels ein Gneis mit deutlicher Parallelstruktur liegt. Am genannten Hang gibt es aber mehrere Marmorzüge! Wo liegt dieser Gneis?

Dieser Satz führt über zu der Erörterung, ob eine Gesteinsfolge zu erkennen ist und diese Besprechung muß mit einem Hinweis auf Leitmeier eingeleitet werden. Dieser Autor glaubte eine Aufeinanderfolge der Gesteine aufstellen zu dürfen[1]). Er läßt aufeinanderfolgen: Glimmerschiefer, Gneis, pegmatitischen Gneis, Hornblendegesteine, Marmor[2]). Ist diese von Leitmeier aufgestellte Folge eine auf tektonische oder auf stratigraphische Erwägungen begründete Reihe? Diese Frage scheint sich der genannte Autor gar nicht vorgelegt zu haben. In jedem Falle aber ist Leitmeiers „Aufeinanderfolge" unrichtig, denn sie stützt sich auf eine äußerst lückenhafte Reihe von Beobachtungen. Ich stelle fest: Es gibt im Gebiete des Alten Almhauses keine regelmäßige Aufeinanderfolge der Gesteine und später wird gezeigt werden (S. 188), daß die Serien des Stubalpengebietes ganz anders aufeinanderfolgen, als es Leitmeier annimmt.

Ebenso unrichtig wie die Aufeinanderfolge der Gesteine, die Leitmeier angeführt hat, ist seine Behauptung, daß der „Granit" (nämlich der vom Brandkogel!) und der Pegmatit Gänge im Gneis bilden. Für diese Annahme fehlt jeder Schatten eines Beweises und mir erscheint jede Bemerkung darüber, wie Leitmeier zu dieser Behauptung gekommen ist, überflüssig.

Ich gebe in der beigegebenen Tabelle (Tafel II) eine Darstellung, welche, die einzelnen Profile miteinander parallelisierend, Auskunft darüber gibt, daß tatsächlich keine regelmäßige Folge von Gesteinen vorliegt. Die Tabelle ist derart eingerichtet, daß nebeneinander die Gesteine der durchstreichenden Züge angeordnet sind. Mit punktierten Linien sind die zueinandergehörenden Gesteine verbunden, wenn deren Züge sich in einzelnen Profilen vereinigen und im nebenstehenden Profil durch andere, nicht durchstreichende Gesteinszüge geteilt werden.

Die Tabelle zeigt noch klarer als die Karte und die Profile die Regellosigkeit des Auftretens der Gesteine, soweit es sich um die Aufstellung einer allgemein gültigen handelt. Aber eine Regelmäßigkeit in anderer Richtung läßt sich nicht verkennen, wenn man das Folgende im Auge behält:

1. Der Pegmatitgneis fehlt nur den alleruntersten Teilen; er tritt zuerst über dem Marmor β auf, gehört aber dann zu den charakteristischen Gesteinen und bildet lange Züge, welche für das tektonische Bild geradezu leitend sind.

2. Marmor tritt in allen Lagen der Profile auf. Im Verein mit den Pegmatitgneisen ist er für die ganze Zone charakteristisch.

3. Der Quarzit ist hauptsächlich in den tiefen Teilen der Profile entwickelt; aber immerhin liegt er über dem Pegmatitgneis *c*.

---

[1]) Allerdings schreibt Leitmeier: „Die Aufeinanderfolge dürfte sein . ." Mit dieser Einschränkung wollte er sich scheinbar den Rückzug sichern. Aber — entweder hat er diese Folge beobachtet, dann brauchte das Wort „dürfte" nicht in der Reserve zu stehen, oder dieses Wort ist das Eingeständnis der Haltlosigkeit seiner „Gesteinsfolge".

[2]) Weder für ein Detailprofil noch für eine Seriengliederung des ganzen Stubalpengebietes ist diese „Folge" richtig!

In höheren Lagen ist er nur mehr in der Form von Knetgesteinen vorhanden.

4. Auch der Glimmerquarzit hat seine mächtigste Entfaltung im tiefen Teile der Gesteinsfolge. Höher oben ist er sehr vereinzelt (Zug 17; über Marmor *f*).

5. Sillimanitgneise fehlen dem tieferen Teile der Profile vollständig. Ihr tiefstes Auftreten liegt über dem Pegmatitgneis *c*; ferner findet man sie über dem Zug 22 als Mylonit und als Lage über dem Pegmatitgneis *g*. Das sind aber ganz vereinzelte und unbedeutende Vorkommen. In großer Mächtigkeit und gleichsam als Hauptmasse liegen sie über dem Marmor *f*.

Diese fünf Punkte gewinnen eine besondere Bedeutung, wenn man das Liegende und Hangende der durch Marmor und Pegmatitgneis charakterisierten Serie betrachtet: Wir finden einerseits eine Serie mit Quarziten, anderseits eine solche aus Sillimanitgneisen. Der liegende Teil unserer Marmor-Pegmatitgneis-Serie nimmt aus seiner Basis quarzitische Gesteine, der hangende Teil aber Sillimanitgneis aus dem darüberliegenden Komplex auf. Das ist ein wichtiger Punkt für die tektonische Deutung der Zone.

Die tabellarische Uebersicht zeigt, daß die Gesteine regellos, kartenspielartig durcheinandergestoßen sind. Wenn ich nun ein Vergleichsobjekt mit ähnlichem Bau heranziehe, so muß ich in erster Linie an die Quetschzonen an der Südseite des Rhätikons denken, welche W. v. Seidlitz so eingehend geschildert hat. Da beim Alten Almhaus nun Schiefergesteine, die ganz verschiedenen Tiefenstufen angehören, durcheinandergebracht sind, da die Gesteinszüge entweder auskeilende Linsen oder Zonen von sehr stark schwankender Mächtigkeit darstellen, so kann das wohl durch die Annahme erklärt werden, daß die Kontakte der Gesteine miteinander rein mechanische sind, daß eine Quetschzone, eine tektonische Mischungszone vorliegt.

Für eine solche tektonische Auffassung kann ins Treffen geführt werden der petrographische Befund. Freund Angel hat Knetgesteine beschrieben. Ich stelle ausdrücklich fest daß Dr. Angel von meiner Auffassung keine Ahnung hatte, als er die Knetgesteine erkannte. Er hatte den größten Teil der Gesteine bereits fertig beschrieben, als ich, von meinem Krankheitssommeraufenthalt zurückgekehrt, ihm erst von meiner tektonischen Auffassung Mitteilung machte. Angel und ich sind unabhängig und unbeeinflußt voneinander und auf ganz verschiedenen Wegen zu übereinstimmenden Ergebnissen gekommen.

Für die Auffassung, daß eine Quetsch- oder besser Mischungszone vorliegt, läßt sich auch anführen, daß die meisten Gesteinszonen im Streichen nicht durchgehen und daß sie rasch auskeilen. Nur einzelne Züge streichen scheinbar gleichmäßig durch; aber diese haben große Mächtigkeitsschwankungen. Man macht die Beobachtung, daß

dort, wo sich ein Gesteinsbestand durch die Einschaltung neuer Züge bereichert, die sonst mächtige Zone sofort an Dickenentwicklung verliert. Ich schließe daraus, daß die Zunahme der Mächtigkeit keine primäre ist, sondern durch Faltung und noch mehr durch tektonische Anschoppung hervorgerufen wird.

Kann der tektonische Bau in Falten aufgelöst werden? Gehen wir von den Marmorzügen aus! Sind diese von oben oder von unten her eingefaltet? Das kann (bei der Annahme des Vorhandenseins von Falten) auf Grund von Karte und Profilen nur dahin beantwortet werden, daß ein Teil der Marmore von unten, der andere von oben her eingefaltet sein müßte. Daher komme ich zur Annahme eines Schuppenbaues der kompliziertesten Art; es liegt eine tektonische Mischungszone vor. Der Mischungszone wurden Gesteine der liegenden und der hangenden Serien tektonisch einverleibt.

Es wird im folgenden Abschnitt gezeigt werden, daß unter der Mischungszone Gesteine der zweiten Tiefenstufe (Rappoltserie) und über der Marmorzone Gesteine der dritten Tiefenstufe (Augengneise) liegen. Das macht die Deutung der dazwischenliegenden Gesteinszüge als Mischungszone ebenfalls naheliegend. Diese Mischungszone liegt an der Grenze von zwei ruhiger gebauten Serien, nämlich der Rappoltserie und der Augengneise der Bundscheck. Bezüglich des Verhältnisses der Marmore zu den Pegmatitgneisen wäre zu betonen, daß ich bisher keine Stelle kenne, an der das Eindringen des ersteren in den letzteren zu sehen wäre; an keiner Stelle konnte ich ein primäres Kontaktverhältnis zwischen Marmor und Pegmatitgneis feststellen [1]).

Hinsichtlich des Kontaktes des Marmors mit dem Aplitgneis (Brandkogel) gilt dasselbe; auch er ist ein mechanischer. Damit stimmt der petrographische Befund hinsichtlich der Umformung des Aplitgneises, wie Freund Angel auseinandergesetzt hat. (S. 80.) Auch die gleichartige Umformung von Pegmatitgneis und Marmor (S. 160) zeigt, daß die Umformung des Kalkes zum Marmor nicht von den Pegmatiten ausgegangen sein kann.

Daß zwischen den Marmorzügen der Stubalpe und ihrer streichende Fortsetzung einerseits und den Kalken der tiefsten Stufen des Paläozoikums von Graz anderseits keine stratigraphische Beziehung besteht, ist bei der Vergesellschaftung der ersteren mit Pegmatitgneisen selbstverständlich [2]).

Ich halte daher die Marmore für Bildungen, die älter als das Paläozoikum von Graz sind. Eine ähnliche Altersdeutung scheint Leitmeier beabsichtigt zu haben; er schreibt (S. 470): „Der Marmor ist jünger als der Gneis und Glimmerschiefer, da man oft letztere

[1]) Das gilt nur für dieses Gebiet; ich lehne eine Verallgemeinerung ab; denn ich glaube, daß Vorsicht am Platze ist. Die Marmore der Stubalpe sind wohl äquivalent jenen von Möderbruck, Brettstein, Pöls etc. In diesen Gebieten habe ich Gänge von Pegmatiten im Marmor festgestellt. (Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, 48. Bd., 1911, S. 26.)

[2]) Heritsch, Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien. Math.-naturwiss. Kl., 94. Bd., S. 371.

Gesteine als Basis des Marmors antrifft." Der erste Teil des Satzes ist vielleicht richtig, obwohl die Begründung haltlos ist; denn an zahllosen Stellen liegt der Marmor auch unter Gneis und Glimmerschiefer. Ueberdies hat der genannte Autor bei dem zitierten Satz vergessen, daß er einige Seiten vorher (S. 456) Hornblendegesteine als Liegendes des Marmors angegeben hat. Hinsichtlich der Stellung der Pegmatitgneise meint Vacek[1]), dem man die besten Angaben über unser Gebiet verdankt, daß diese Gesteine hauptsächlich die tiefste Abteilung seiner Glimmerschiefergruppe charakterisieren; das ist wohl nicht ganz aufrechtzuerhalten, denn zwischen der Pegmatit-Marmor-Zone und den Glimmerschiefern (S. 199) liegt die Masse der Bundscheck-Augengneise. Ganz richtig aber hebt Vacek hervor, daß die Pegmatite meist mit den Marmorzügen zusammen vorkommen. Die Verbreitung der Marmore hat Vacek in vorzüglicher Weise für den gesamten kristallinen Gebirgsbogen der Umgebung von Graz festgestellt.

Wenn wir die Tektonik des Gebietes um das Alte Almhaus betrachten, so sehen wir das kartenspielartige Durcheinanderstechen der Gesteine, wir beobachten den komplizierten Bau einer Mischungszone. Leitmeier hat den wesentlichen Charakterzug der Tektonik verkannt, wenn er (S. 454) sagt: „Den kristallinen Schiefern, die Granit- und Pegmatiteinlagerungen enthalten, aufgelagert, infolge der Auffaltung zum Teil eingelagert, erscheint eine große Marmorlinse" [2]). Die Verhältnisse sind ungleich komplizierter. Ueberdies ist es keine Marmorlinse. Es war einmal wohl eine Marmorplatte, welche tektonisch zerlegt wurde.

Waren die Pegmatitgneise einst Gänge? Ich glaube in Uebereinstimmung mit den theoretischen Vorstellungen über die Entstehung solcher Gesteine annehmen zu dürfen, daß wenigstens ein Teil dieser Pegmatitgneise eine größere Masse nach Art des Marteller Granites war und daß diese Masse tektonisch in Blätter zerlegt wurde.

II. Einige Profile aus dem weiteren Gebiete der Stubalpe.

Die im folgenden niedergelegten Beobachtungen unterscheiden sich von dem im vorhergehenden Abschnitt gebrachten dadurch, daß es sich nur zum Teil um Detailarbeit handelt. Vielfach sind gelegentlich bei An- und Abstiegen zum Gaberl-Schutzhaus gemachte Beobachtungen verwertet. In diesem Sinne sind also die unter II. gebrachten geologischen Beobachtungen nur eine Art von vorläufigen Mitteilungen, die einen kleinen Teil des Materiales für eine Geologie des Stubalpengebietes festlegen sollen.

a) Profil von der „Wegteilung" (Nordwestecke der Karte) über P. 1599 zum Gaberl-Schutzhaus.

Die hier zur Erörterung kommende Gesteinsfolge schließt an die Nordwestecke der Karte, bei der „Wegteilung" an und stellt

[1]) Verhandl. der Geol. R.-A. 1890, S. 14.

[2]) Wo ist die Stelle, da der Marmor aufgelagert ist?

das tektonische Liegende der bereits erörterten Profile der Umgebung des Alten Almhauses vor.

Die Quarzite unter dem Marmor α scheinen recht mächtig zu sein, da sie auf etwa 50 Schritte, allerdings schlecht aufgeschlossen, anstehen. Ihr Liegendes ist ein Gneisquarzit (116 *a*), der den südlichen Teil des Buckels nördlich der Wegteilung bildet. Den anderen Teil dieses Buckels bildet ein feinkörniger Meroxengneis (7). Dann streicht quer über den Weg und den Kamm weißer Quarzit (117). Darunter liegen Rappoltglimmerschiefer. Das Ganze streicht rein W—O und fällt unter 60—80° gegen Süden. Das Streichen ist daher gegen das Gebiet beim Alten Almhaus etwas gedreht.

Von dem genannten Buckel, der sich nur ein paar Meter über die Wegteilung erhebt, führt der Weg zum Gaberl fast eben weiter. Vor dem Eintritt des Weges in den lichten Waldbestand der nächsten, am Kamm nun folgenden Kuppe quert den Weg ein Band von weißem Quarzit, das nur wenige Meter mächtig ist.

Der Weg, der nun auf eine Strecke an der Nordseite der Kuppe führt, quert eine fast durchlaufende Serie von Aufschlüssen. Zuerst stehen Rappoltglimmerschiefer an; er steht fast senkrecht; in ihm senkt sich der Weg zweimal, wobei die Senkungen durch ein ebenes Stück getrennt sind, um einen kleinen Betrag. Auf dem nun folgenden ebenen Wegstück steht Glimmerquarzit (114 *b*) auf etwa 40 Schritte Länge an; dieses Gestein sowie der nun neuerlich folgende Rappoltglimmerschiefer bildet die Nordlehne der Kuppe. Wo der Weg auf eine freie, von Wiesen bedeckte Stelle tritt, steht Granitgneis (1 *a*) an. Auf der Wiese beobachtet man weißen Quarzit (117).

Dann folgt neuerlich eine niedrige Kuppe am Kamm; sie ist von Rappoltglimmerschiefer aufgebaut. Ueber die darauffolgende freie Wiesenstelle des Kammes in der Mulde nach der letzterwähnten Kuppe ziehen Rappoltglimmerschiefer (101); diese Gesteine sind mehrmals über den Weg aufgeschlossen und fallen steil gegen Südosten ein. Die dann folgende Kuppe umzieht der Karrenweg auf der Westseite. Dort liegen rechts vom Weg Aufschlüsse von Rappoltglimmerschiefer (107 *a*), der unter 40—50° gegen Südosten einfällt. Mit diesen Glimmerschiefern fängt das an, was wir — für ein weites Gebiet gültig — die Rappoltserie nennen. Diese Gesteinsserie hat (so wie der gleichbenannte Rappoltglimmerschiefer) den Namen von dem Gebiete ganz typischer Entwicklung, welches am Rappolt (beim Salzstiegel, P. 1929, Rappelkogel der Spezialkarte) liegt.

In der Mulde des Kammes vor dem P. 1599 herrscht bereits das normale NO—SW-Streichen der Glimmerschiefer der Rappoltserie. Auf dem P. 1599 und auf seinem Osthang sind hierhergehörige Granatenglimmerschiefer entblößt. Der Weg führt in diesen Gesteinen fast eben unter dem P. 1599 durch. Gegen ein Almgatter zu steigt er an und da ist das im folgenden gegebene Profil entblößt:

Granatenglimmerschiefer als Hangendes;

titanitreicher Amphibolit (89) beim Gatterdurchlaß in 5 *m* Mächtigkeit anstehend;

Granatenglimmerschiefer, 10 *m* mächtig;

titanitreicher Amphibolit (89), 2 *m* mächtig;

Marmor, in 10 *m* Mächtigkeit;

Glimmerschiefer als Liegendes, vor einem Marterl. Das Ganze steht bei NO—SW-Streichen in senkrechter Stellung.

Der Weg entblößt in den nächsten 200—300 Schritten folgende Serie:

Glimmerschiefer beim Marterl;

Marmor (125), senkrecht aufgerichtet, dann gegen NW fallend; das Fallen ermäßigt sich dann auf flaches NW-Fallen; dann (nach etwa 100 Schritten vom Beginn des Marmors an) tritt flaches SO-Fallen ein. Darauf erfolgt eine immer steilere Aufrichtung, bis das Fallen zwischen 70° SO und der senkrechten Stellung schwankt. Im ganzen steht der Marmor auf 150 Schritte Breite an.

Granatenglimmerschiefer, auf der ebenen Wiese nach der Kuppe mit dem Marterl anstehend. Das eben besprochene Marmorband könnte den Eindruck hervorrufen, daß es sich um eine Synklinale handelt. Darüber kann erst nach Untersuchung der Gehänge ein Urteil gefällt werden.

Auf dem Rücken gegen den Gaberl zu quert noch ein Marmorzug durch, auf der ersten Kuppe nach der erwähnten Wiese durchstreichend. Unter dem Marmor liegt Ilmenit-Rutil-Pegmatitgneis (24).

Dann folgt eine Kuppe mit einem auffallenden, neben dem Zaun stehenden, sturmzerzausten Baum, dann noch eine Kuppe mit Felsen und einigen Bäumen neben dem Almzaun. Diese Kuppen werden von Südost fallenden Granatenglimmerschiefern und Granatdisthenglimmerschiefern gebildet (97).

Das Profil Wegteilung—Gaberl und das im folgenden Abschnitt besprochene Profil Lange Tratten—Rappolt weichen, obwohl man eigentlich Uebereinstimmung erwarten sollte, in der Aufeinanderfolge der Gesteinsgruppen etwas voneinander ab, auf welchen Gegensatz jetzt schon hingewiesen sei.

Bevor aber auf das Profil des Rappolt eingegangen wird, möge noch des Marmors zwischen dem Gaberl-Schutzhaus und der Grafenhütte eingegangen werden. In der großen Biegung der Straße unterhalb des Gaberl verzeichnet Leitmeier auf seiner Karte einen $^3/_4$ *km* langen und $^1/_4$ *km* breiten Fleck als Marmor. Wie die Verhältnisse aber tatsächlich liegen, mögen die folgenden Zeilen, welche nur an Wegen beobachtbares bringen, zeigen, wozu ich bemerke, daß die kristallinen Schiefer dieses Abschnittes noch nicht studiert sind.

Ich führe zuerst die Aufschlüsse an der Straße vom Gaber gegen Salla zu an: Schiefer; erst bei 1460 *m* Höhe ein 6—8 *m* dickes von Schiefern eingefaßtes Band von 70° N fallendem Marmor; dann mindestens 300 Schritte lang Schiefer. Bei 1420 *m* wieder ein schmales Band von Marmor, 40—50° O fallend, an der Straße nur

auf etwa 20 Schritte Länge anstehend; der Marmor ist von Schiefern eingefaßt. In der Straßenbiegung, die etwa 1 *km* vom Gaberl entfernt ist, steht kein Marmor, sondern Schiefer an; in der Biegung quert den Weg ein Almzaun, neben dem Gatter kommt ein Bach herab, der Rollstücke und große Trümmer von Marmor führt (aus der Gegend der Grafenhütte stammend); diese sind doch unmöglich für Anstehendes zu halten.

Am Weg vom Gaberl zur Grafenhütte beobachtet man folgendes: zuerst Schiefer unter dem P. 1597. Nordwestlich von der Straßenbiegung steigt der Weg zu einem Sattel ab; von dort stehen knapp bei einem Gatter 80° OSO fallende Marmore auf etwa 150 Schritte an; sie sind nicht mächtig, sondern scheinen nur mächtig zu sein, da der Kamm annähernd in ihrem Streichen geht; sie werden noch im Sattel von Schiefern überlagert, die ebenso, aber nicht so steil fallen. Wo sich aus dem Sattel der Kamm zum Steilanstieg des Ofnerkogels erhebt (etwa 150 Schritte vor der Grafenhütte), zieht rechts im Steilhang gegen die Straße nach Salla zu ein Band von Marmor in starker Störung durch. Darüber liegen die Schiefer des Ofnerkogels und die Marmore des Scherzbergkammes.

So reduziert sich der große Marmorfleck, den Leitmeier in die Straßenbiegung unterhalb des Gaberl verlegt, zu einigen schmalen Marmorbändern.

b) Profil von der Langen Tratten auf den Rappolt (Rappelkogel. P. 1929).

Vom tiefsten Punkt der Langen Tratten (S. 184) an beobachtet man zuerst Glimmerschiefer, die das Liegende des Schwarzkogelprofiles sind. Noch im ersten flachen Aufstieg des Kammes zum Rappolt liegt eine Quarzitlage von geringer Mächtigkeit, die wieder von Glimmerschiefer unterlagert wird[1]). Diese Serie fällt wie das ganze Profil gegen Osten oder Südosten ein, wobei im allgemeinen die Neigung nur im unteren, flach abfallenden Gehänge wesentlich größer ist als der Winkel des aufsteigenden Kammes. Man kann sagen, daß in den steileren Teilen des Kammes die Schiefer mit dem Gehänge mitfallen und manchmal stärker, manchmal schwächer geneigt sind. Vielfach beobachtet man eine starke Fältelung.

Glimmerschiefer stehen unter dem genannten Quarzit bis auf den Gipfel an. Aus diesem Profil stammen die im petrographischen Teile beschriebenen Glimmerschiefer vom Rappolttypus: 1. Absatz des Kammes im Anstieg auf zirka 1700 *m* Höhe (99), 2. Absatz des Kammes auf zirka 1820 *m* Höhe (105) Rappoltgipfel (104).

An dem mit einem Triangulierungszeichen versehenen Gipfel liegen im Rappoltglimmerschiefer Lagen von Glimmerquarziten (108); sie bilden nur ein schmales Band, denn die Felsen am Gipfel selbst und die kleinen Felsen in der Nähe des Gipfels in der Richtung

[1]) Leitmeier verzeichnet da auf seiner Karte Marmor.

gegen Norden zu sind bereits wieder von Rappoltglimmerschiefer gebildet. Am Gipfel selbst und in dessen nächster Umgebung kann man in den felsigen Aufschlüssen prächtige Beispiele für Faltung und Fältelung sehen.

Am Nordgipfel des Rappolt, der vom Triangulierungszeichen etwa 100 Schritte entfernt ist, liegt im Glimmerschiefer eine Lage von Gneisquarzit.

c) Profil vom Rappolt zum Salzstiegel.

Dieser Schnitt liegt zwar großenteils im Streichen. Da die Gesteinszüge aber doch ziemlich flach liegen, so kommt man, vom Rappolt absteigend, durch eine ziemlich wechselvolle Serie, die im folgenden zur Erörterung kommt. Ich bemerke, daß Leitmeiers Karte in diesem Profil nur Glimmerschiefer kennt.

Vom Gipfel auf dem zum Teil felsigen Südgrat abwärts stehen die grobschuppigen, gefältelten Glimmerschiefer des Rappolttypus an; von 1800 *m* abwärts führen sie größere Granaten. In 1740 *m* Höhe befindet sich eine Abflachung des Kammes, auf der noch die genannten Glimmerschiefer anstehen.

Sie werden unter der Abflachung von einer Zone von schieferigem Amphibolit (88) unterlagert. Das Hangende und Liegende desselben sind Glimmerschiefer, die zum Teil Granaten führen, zum Teil frei davon sind (98). Dieser Amphibolit bildet nur eine schmale Lage im Glimmerschiefer; sie unterlagern die Gesteine am Grat über ihnen.

Die Glimmerschiefer reichen bis vor eine Abflachung des Kammes herab, die in beiläufig 1620 *m* Höhe liegt. Ober dem oberen Ende der Abflachung werden die Glimmerschiefer von Glimmerquarziten und dunklen Quarziten unterlagert; dort findet man auch Knetgesteine aus Glimmerquarzit + Quarzit (109), anstehend auf dem vom Wald entblößten Teil des Gehänges. — Wo das Gehänge erst in die selbst wieder stufenförmig gebaute Abflachung übergeht, steht Marmor an; er ist plattig zerlegt und sehr stark gefaltet; im allgemeinen fällt er unter 70—90° gegen Osten ein. Am Kamm, der da etwas schief auf das Streichen geht, steht er auf etwa 300 Schritte an. Dieser Marmor ist das Liegende der bisher erörterten Gesteinszonen des Rappolt-Südgrates. Der Marmor ist am Kamm in mehreren größeren Aufschlüssen entblößt; beim zweiten größeren Marmoraufschluß neben dem Zaun (dort ist ein weithin sichtbarer blau-weißer Markierungsfleck!) ist das Fallen sehr wechselnd, der Marmor ist stark zerknittert und gefaltet, er ist auch mit Pegmatit verquetscht (124 *a*, 124 *b*). Etwa 50 Schritte nach dem letzten großen Aufschluß neben dem Zaun liegt ein kleiner Aufschluß von Kalkglimmerschiefer (124 *c*) mit 50° Ostfallen; dort findet man auch Stücke, welche Marmor und Pegmatitgneis verquetscht zeigen.

Es möge noch festgestellt werden, daß kein zusammenhängendes Pegmatitgneisband vorhanden ist, sondern der Pegmatitgneis ist in Trümmer zerlegt und verquetscht. Der Kontakt mit dem Marmor ist hier zweifellos ein mechanischer. Es möge noch bemerkt werden, daß

die Sache bei den Kontakten der Pegmatitgneise mit den Glimmerschiefern (Angel beschreibt einige solche Stücke) anders zu sein scheint; denn in diesen Fällen liegt wahrscheinlich ein primärer Kontakt vor. Es soll aber auf diese Frage nicht eingegangen werden, da sie uns noch nicht spruchreif erscheint.

Wo das Gehänge aus der Abflachung heraus sich zu senken beginnt gegen die Stelle, an der der Weg von der Langen Tratten her den Kamm nördlich vom Salzstiegel erreicht, liegen unter dem Marmor echte Rappoltglimmerschiefer, welche unter 40–50° gegen Norden fallen; sie sind in größeren felsigen Aufschlüssen entblößt. Wo der Weg von der Langen Tratten her den Kamm erreicht, steht Granatenglimmerschiefer an. Von dieser Stelle an bis zum Salzstiegel bilden den Kamm schöne Disthenglimmerschiefer. Diese liegen auf der Serie des Stubalpenspeiks, die sich hauptsächlich aus Hornblendegesteinen und Orthoaugengneisen zusammensetzt.

d) Bemerkungen über das Gebiet des Stubalpenspeiks.

Eine mit Dr. Angel gemeinschaftlich unternommene Orientierungstour in das Gebiet des Stubalpenspeiks (1993 *m*) hat Ergebnisse gehabt, über welche wir nicht mit Stillschweigen hinweggehen wollen, da manches Neue beobachtet werden konnte. Natürlich können kleine Detailprofile vom Charakter jener beim Alten Almhaus gegeben werden. Die im folgenden niedergelegten Beobachtungen sind nur ein erster, tastender Versuch der Orientierung in einem sehr schwierig gebauten Gebiete.

Im allgemeinen ist festzustellen, daß hier Hornblendegesteine und Orthoaugengneise vorherrschen; es ist das eine Gesteinsgruppe, die fundamental von den bisher erörterten Profilen verschieden ist. Im allgemeinen läßt sich feststellen, daß diese Serie unter 60—70° im Gebiete südlich des Salzstiegels unter die Glimmerschiefer einfällt.

Wir gehen von den Disthenglimmerschiefern beim Salzstiegel aus. Unter ihnen liegen gleich südlich vom Salzstiegel-Haus am Kamm gegen den P. 1698 gefaltete Zoisitamphibolite (81) und Zoisitfeldspatamphibolite (81 *a*) in schlechten Aufschlüssen. In diese Gesteine, die zum Teil sehr schön gefaltet sind, ist ein Band von Marmor eingeschaltet; es ist am Weg zum P. 1698, kaum fünf Minuten vom Salzstiegel, entblößt. In der Nähe des Marmors liegen neben vorherrschenden Zoisitamphiboliten viele Rollstücke von Granulit herum, so daß es naheliegend ist, diesen in der Nähe als Anstehendes zu vermuten. Es ist fraglich, ob das eine höhere Granulitzone als die unten zu besprechende ist; da aber weiter südlich auf dem Rücken gegen den P. 1698 Granulit und Marmor recht nahe beieinanderliegen, so ist es wahrscheinlich, daß durch eine Biegung im Streichen beide hierher auf den Weg gebogen werden. Wo der Marmor über den Weg streicht, findet man besonders viele wundervoll gefaltete Ziositamphibolite.

Der markierte Weg auf den Speik erreicht kurz nach dem Marmoraufschluß den Kamm zum P. 1698 selbst, der ganz von Hornblendegesteinen überrollt und sehr schlecht aufgeschlossen ist. In der Höhe von 1610 *m* liegen viele Rollstücke von Marmor herum, die in ihrer Verteilung das Durchstreichen eines Marmorbandes im Amphibolit anzeigen. Ein kurzes Stück aufwärts erreicht man die Granulitzone; aus dieser stammen folgende Gesteine: Granatgranulit (13), Hornblendegranulit (14), Weißstein (granatfreier Granulit, 15). Leider ist die Granulitzone sehr schlecht aufgeschlossen. Soweit ein Urteil möglichst ist, folgen übereinander: Amphibolit als Liegendes; Granulit; Hornblendegranulit; Hornblendeplagioklasgneis; Granatamphibolit als Hangendes.

Unter dem Granulit liegen Amphibolgesteine, die sich bis zum P. 1698 verfolgen lassen. Beim P. 1698 steht gemeiner Amphibolit an; er ist körnig und führt auch Granaten. Unter ihnen stehen in etwa 17(0 *m* ein Band von Aplitgneis (28) und dann zwischen den Punkten 1698 und 1967 gefaltete Feldspatamphibolite (79), feinkörnige Gneise (2, in 1800 *m* Höhe) und feingefaltete Zoisitamphibolite (82) an. Am P. 1967 beobachtet man Orthoaugneise (12). Westlich vom P. 1967 liegt der plateauartige Rücken des Speikkogels; zwischen dem P. 1967 und dem Gipfel des Speikkogels stehen helle Garbenschiefer (72) und massige Zoisitamphibolite an. Am Gipfel selbst beobachtet man plattige Amphibolite.

Alle die genannten Gesteine folgen in der angeführten Reihe vom Hangenden zum Liegenden. Im großen und ganzen gliedert sich das Profil — von allem Detail abgesehen — in eine hangende Amphibolgesteinszone, eine Augengneiszone und eine liegende Amphibolgesteinszone. Aehnliche Gliederungen habe ich in derselben Serie an anderen Stellen (Gleinalpe etc.) gesehen.

e) Die Gesteinsserien zwischen Lankowitz und dem Soldatenhaus am Brandkogel.

Ein Profil dieses Gebietes kann nicht gegeben werden, da noch zu wenige Beobachtungen auf parallelen Linien gemacht wurden. Es soll daher nur die Reihe der Gesteinsserien im Schnitt Lankowitz — P. 840 — Bundschuh — Kerner — Soldatenhaus erörtert werdent

Sillimanitgneise[1]) und Pegmatitgneise (26) bauen fas von Lankowitz an das Gehänge auf; sie fallen östlich unter das Paläo zoikum von Graz ein. In dem Komplex selbst, der bis über den Hochbundschuhbauern hinaufreicht, wechselt Streichen und Fallen sehr häufig. Die Pegmatitgneise sind in Lagen den Schiefern eingeschaltet; bisher konnte keine Stelle gefunden werden, an der mit Sicherheit eine durchgreifende Stellung der Pegmatite hätte erkannt werden

[1]) Es scheinen verschiedene Schiefer anzustehen. Erörtert wurden: Glimmerschiefer von einem Charakter ähnlich dem des Rappolt, ca. $^1/_2$ *km* unter dem Bundschuhbauern (107 *d*); Glimmerschiefer aus den hangendsten Teilen (107 *c*). Wir kennen aber auch Cordieritgneise, zum Beispiel vom Hohlweg über dem Hirschenwirt (47 *d*).

können. Wo der markierte Weg über dem Bundschuh-Gehöft eben auf der Südlehne des Bundscheck durchführt, liegt unter dem Sillimanitgneis-Pegmatitgneis-Komplex die mächtige Serie der Bundscheckgneise. Augengneise (39, 40) sind weitaus vorherrschend. Man beobachtet aber auch Cordieritgneise; solche stehen zum Beispiel nach der Quelle (1320 *m*) über dem Hochbundschuh an. Im hangendsten Teile des Komplexes der Bundscheck-Augengneise gibt es Einschaltungen von Pegmatitgneisen. Sonst aber sind nur Sillimanitaugengneise aufgeschlossen; ganz besonders typisch sind sie in der ersten kleinen Biegung des erwähnten oberen Weges genau südlich von 8 in 1418 der Spezialkarte. Vor der großen Biegung des Weges südlich von *B* im Worte Bundscheck der Spezialkarte stehen Cordieritgneise an, welche stark mit Pegmatitgneisen verquetscht sind. Aber auch noch vor der genannten Biegung sind in einer Felsenenge Augengneise in großer Mächtigkeit sehr gut erschlossen; die Stelle ist leicht zu finden, weil etwa 100 Schritte weiter ein Almgatter den Weg quert. Dann folgt eine mächtige, geschlossene Masse von Augengneis. Knapp nach der Vereinigung des Weges mit dem markierten Karrenweg, der vorher auf der Nordseite des Bundscheck führt, beobachtet man im Augengneis, der in dicke Bänke abgesondert ist, NO—SW-Streichen und 50—70° Südostfallen. Kurz darauf senkt sich der Weg etwas; dort liegt im Augengneis, quer über den Weg aufgeschlossen, in einer Mächtigkeit von $^1/_2$ *m* eine aplitische Lage (31); dieses feinkörnige Gestein ist parallel dem Augengneis eingeschaltet, zieht aber als Gang nicht durch, sondern reißt quer an einer Verwerfung ab. Kurz darauf senkt sich der Weg neuerlich; dort liegt ein zweiter Gang im Augengneis, nämlich eine pyroxenreiche aplitische Lage (32).

Den markierten Weg weiter verfolgend, kommt man bald aus dem Augengneis in die ihn unterteufende, hangendste Marmorzone, die der Serie des Alten Almhauses angehört. Am Kontakt liegen aufeinander:

Augengneis als Hangendes;

Pegmatitgneis, sehr stark geknetet;

Marmor, 5 *m* mächtig, 50—80° gegen OSO fallend.

Die Grenze von Pegmatitgneis und Marmor ist neben dem Weg aufgeschlossen; beide Gesteine sind sehr verdrückt und verquetscht und fallen unter 80° gegen Ostsüdosten. Unter dem Marmor liegen sehr stark durchbewegte und in Lagen ungeschieferte Pegmatitgneise. Im Liegenden derselben folgen wieder die normalen Bundscheck-Augengneise in bedeutender Mächtigkeit. In diesem geht man durch ein Gatter zum flachen Sattel, wo auf der Spezialkarte „Kerner" steht. Hier gibt es sillimanitführende Stengelgneise (41)

Oberhalb eines zweiten Gatters in dem Sattel beginnt neuerlich, unter den Augengneisen liegend, die durch die Marmorzüge ausgezeichnete Serie. Man beobachtet Pegmatitgneise, die sehr schlecht aufgeschlossen sind (wahrscheinlich stehen nur solche an; die schlechten Aufschlüsse verhindern die Feststellung, ob nicht auch

andere Gesteine durchgehen); sie sind in Lagen zerlegt, fallen unter 80° gegen Westnordwest und nehmen eine Breite von beiläufig 100 Schritten ein. Dann folgt Marmor (knapp vor einem Kreuz) der sehr stark verdrückt ist; er fällt zuerst so wie der Pegmatitgneis, stellt sich dann senkrecht und legt sich darauf zu steilem Ostsüdostfallen um. Unter dem Marmor stehen (nach dem Kreuz) Turmalinpegmatitgneise an; sie sind etwa 2 *m* mächtig. Darunter folgen zuerst Kränzchengneise (63, 64) und dann auf eine längere Strecke Bundscheck-Augengneise, in welchen das Fallen häufig wechselt. Im Liegenden dieser Gesteine befindet sich eine schmale Lage von Kränzchengneisen und unter diesen Pegmatitgneise.

Diese Pegmatitgneise führen Granaten und stehen so zu den vorherrschend granat- und turmalinfreien Augengneisen in auffallendem Gegensatz, um ganz von der Struktur zu schweigen. Diese Pegmatitgneise gehören zu jener mächtigen Entfaltung, die in die Nordwestecke der Karte (beim Soldatenhaus) reicht und dort die Nummer 1 führt.

f) Aus dem Profil Hochgössnitz—Ochsenstand.

Dieses Profil ist noch nicht eingehend genug studiert worden, um darüber genauere Angaben machen zu können. Es möge daher nur vorläufig betont werden, daß die Serienfolge dieselbe ist wie im vorigen Profil. Auch da besteht der tektonisch höhere Teil aus Sillimanitgneisen und Pegmatitgneisen; diese nehmen den Raum zwischen Lankowitz, Hochgößnitz und P. 1346 ein. Ein Unterschied gegen das vorher beschriebene Profil ist darin festzustellen, daß hier dem Sillimanit-Pegmatitgneiskomplex auch Marmore eingeschaltet sind. Das ist der Fall beim Flautscher-Bauern und am Kamm über Hochgößnitz zwischen P. 1217 und P. 1346.

Als tektonisch tieferer Komplex sind die Augengneise festzustellen, welche, im Ochsenstand mächtig entfaltet, in jeder Beziehung ein Aequivalent der Bundscheck-Augengneise darstellen. So wie im anderen Profil liegt auch hier unter den Augengneisen die marmorführende Zone des Alten Almhauses.

g) Beobachtungen im Profil Graden — Jägerwirt—Sattelwirt—Stierkreuz (Kreuz zwischen P. 1604 und P. 1564 des Hauptkammes.

Daß die Marmorzüge auf weite Strecken durchstreichen und fast das Murtal oberhalb von Frohnleiten erreichen, ist schon auf D. Sturs Uebersichtskarte von Steiermark festgelegt. Später hat M. Vacek über diese Verhältnisse eingehendere Mitteilungen gemacht. Ich führe im folgenden einige Beobachtungen über die Marmorzonen aus dem Profil Graden—Stierkreuz an, die etwa auf dem halben Weg zwischen Stubalpe und Gleinalpe liegt, bemerke aber sofort, daß dort die Schiefergesteine noch nicht studiert sind.

Zwischen Graden und dem Jägerwirt liegen unter dem Grazer Paläozoikum Cordieritgneise mit Pegmatitgneisen. Diese Serie enthält Marmorlagen, so zwischen P. 1285 und P. 1246 nordwestlich vom Jägerwirt, dann westlich vom P. 1341. Zwischen P. 1341 und dem Sattelwirt scheint die Marmormischungszone durchzustreichen. Man beobachtet nach P. 1341 zwei Marmorbänder, vor der Mulde vor P. 1461 wieder zwei, durch Schiefer getrennte, 70—80° NO fallende Marmorzüge, 80 Schritte weiter wieder einen 40° SW fallenden, von Schiefern eingefaßten Marmorzug, der durch ein eingeschaltetes Schieferband verdoppelt ist; in der genannten Mulde liegt ebenfalls ein Marmorband. Ueber den Kamm, der vom P. 1461 gegen Süden verlauft, ziehen Schiefer, ein Amphibolgestein und dann Marmor herab. Darunter liegen neuerlich Schiefer und wiederum ein Marmorband. Das Liegende desselben bilden Schiefer und Pegmatitgneise; die letzteren sind besonders gut knapp vor dem Sattelwirt aufgeschlossen. Die Schieferserie zwischen dem Sattelwirt und dem Stierkreuz scheint ein Aequivalent des Rappoltprofiles zu sein.

h) Allgemeine Bemerkungen zu den geologischen Beobachtungen im weiteren Gebiete der Stubalpe.

Wir vergleichen, von der Marmormischungszone aus in das Liegende gehend das Profil des Rappolt mit jenem von der Wegteilung zum Gaberl; diese beiden Profile sollten, da ja eines in der direkten streichenden Fortsetzung des anderen liegt, übereinstimmen; aber ein flüchtiger Blick zeigt bereits die sehr bedeutende Verschiedenheit. Ich stelle am Schlusse dieser Bemerkungen die beiden Gesteinsserien übersichtlich nebeneinander (S. 200).

Der Vergleich der Serien in den beiden Profilen zeigt die großartige Reduktion der Marmormischungszone gegen Südwesten zu. Auch das spricht für den früher (S. 188) erörterten tektonischen Charakter dieser Zone. Auch das Liegende, die Quarzitserie erleidet dasselbe Schicksal.

Es geht ferner, obwohl das Gebiet der eigentlichen Entwicklung der Rappoltglimmerschiefer im Vergleich zu ihrem Hangenden ruhig gebaut ist, auch aus dem Vergleich der beiden Profile hervor, daß die Rappoltglimmerschiefer in ganz verschiedenen Niveaus Einschaltungen von Marmoren, Pegmatitgneisen und Amphiboliten haben. Das legt den Gedanken nahe, daß es sich da um tektonische Einschaltungen handelt.

Im folgenden möge versucht werden, die Gesteinsserien des Stubalpengebietes vom Liegenden zum Hangenden zu charakterisieren, wobei es unterlassen sein möge, auseinanderzusetzen, daß diese Serien mit tektonischen und nicht mit stratigraphischen Kontakten aufeinander liegen:

1. Speikserie, bestehend vorwiegend aus Amphibolgesteinen und Orthoaugengneisen; in den hangendsten Teilen mit Marmoreinschaltungen.

2. Rappoltserie, aufgebaut aus den gleichnamigen Glimmerschiefern, mit (tektonischen) Einschaltungen von Marmor, Pegmatitgneis und Amphibolgesteinen.

3. Quarzitserie, aus Quarziten, Gneis- und Glimmerquarziten und Granitgneis bestehend, und wohl tektonischen Einschaltungen von Rappoltglimmerschiefern.

4. Marmormischungszone.

5. Serie der Bundscheckaugengneise, aus den Augengneisen aufgebaut, mit tektonischen Einschaltungen von Marmor, Pegmatitgneis, Cordieritgneis.

6. Pegmatitgneis-Sillimanitgneis mit einzelnen Marmorbändern.

Die Fortführung unserer Untersuchungen, die schon ins Werk gesetzt ist, wird sich mit der Vertiefung der Charakteristik dieser Zonen und deren Fortverfolgung im Gelände zu beschäftigen haben.

Profil Schwarzkogel—Lange Tratten—Rappolt.	Profil Almhausgebiet—Wegteilung—Gaberl.
Marmormischungszone des Schwarzkogelprofiles; das Liegendste ist das Marmorband e_1. Da aber in der Almhausgegend unter den tektonischen Aequivalenten von e_1 erst der Hauptteil der Mischungszone liegt, so resultiert hier eine gewaltige Reduktion derselben.	Marmormischungszone der Umgebung des Alten Almhauses, deren Mächtigkeit um mehr als 1 *km* größer ist als im nebenstehenden Profil; in den liegendsten Partien tritt eine Mischung mit der liegenden, vorwiegend quarzitischen Serie ein.
Glimmerquarzit als schmales Band.	Quarzitische Serie, bestehend aus Gneisquarzit, Glimmerquarzit, Quarzit, Meroxengneis, Granitgneis, Rappoltglimmerschiefer. Mächtigkeit sehr bedeutend.
—	Rappoltglimmerschiefer mit schmalen Lagen von Amphibolit, Marmor und Pegmatitgneis.
Rappoltglimmerschiefer in großer Mächtigkeit, mit wenigen Quarzit- und Glimmerquarzitlagen in den höheren, Amphibolit und Marmor in den tieferen Lagen. Das Liegendste, unmittelbar der Gneisserie aufliegend, sind Disthenglimmerschiefer (beim Salzstiegel).	Rappoltglimmerschiefer und Granat-Disthen-Glimmerschiefer, in den höheren Lagen der Rappoltserie.

III. Einige Bemerkungen über das Gebiet der Gleinalpe und der Hochalpe.

D. Stur schreibt in seiner „Geologie der Steiermark“, daß der Gleinalpenspeik in eine Antiklinallinie falle, welche von Südwesten nach Nordosten zieht. Die Gneise des Gleinalkenspeik, welche eine streichende Fortsetzung der Gneise des Stubalpenspeik[1]) sind, gehören, wie ihre Fortsetzung bis über die Hochalpe zum Rennfeld, zu dieser Antiklinale Sturs. D. Stur hat dieser Auffassung auch in einem Profile Ausdruck gegeben; es zeigt über der Wölbung der Gneise auf beiden Seiten Glimmerschiefer.

Nach M. Vacek[2]) sind auf der Nordseite der Gleinalpe die Gneise gegen Nordwesten geneigt; auf der Höhe des Kammes des Gleinalpenrückens wird die Lagerung eine meist sehr flache, nahezu schwebende; auf der Südseite wird nach Vacek aus dem schwebenden Lagerungsverhältnis ein ausgesprochenes Südostfallen. „Man hat es daher im Gleinalpenzuge mit einem NO—SW streichenden Gewölbe zu tun, welches vorwiegend aus Hornblendegneisen besteht“, sagt Vacek. Im folgenden mögen ein paar Beobachtungen mitgeteilt werden.

a) Profil vom Gleinalpenschutzhaus zum Brendlstall.

Dieses Profil berührt noch den südlichen Teil der Speikserie und führt dann in deren Hangendes. — An die Gneise des Speikkogels schließt sich beim Schutzhaus und am Nordabfall des Roßbachkogels eine Zone von Orthoaugengneisen (8, 9, 10, 11) an. Wir beobachten über dieser Zone Meroxengneise (5), feinschuppige Gneise (Granatgneise, 55), feinflaserige Granatgneise (54) und Granulitgneis (16). Das Fallen dieser Serie ist unter 40⁰—70⁰ gegen Südsüdosten gerichtet. Das hangendste Glied ist der Meroxengneis (5).

Darauf folgt eine ziemlich mächtige Glimmerschieferzone (95), die wohl auf tektonischem Wege in die Serie der Gneise geraten ist.

Darüber liegen am Wege zum Brendlstall sowie am Roßbachkogel mächtig entwickelte Hornblendegesteine. — Ich möchte nicht ermangeln, auf die absolute Seriengleichheit — abgesehen von den Glimmerschiefern — mit dem Profile des Stubalpenspeik hinzuweisen.

Wir gehen, um das prächtige Detailprofil (Siehe Fig. 13) beim Kreuz in der Nähe des Brendlstalles erörtern zu können, von den obenerwähnten Glimmerschiefern (95) aus. Ueber diesen liegen mit sehr steilem Südostfallen dünnplattige Amphibolite (91) und Pyroxen-Minettegneise (38). Darüber folgt dichter und dann gebänderter Amphibolit, in welchen beim genannten Kreuz ein Zug von Serpentin (93, 94) eingeschaltet ist. Der Serpentin lenkt die Magnetnadel ab, aber nicht an allen Stellen gleich

[1]) Das ist unsere Speikserie.

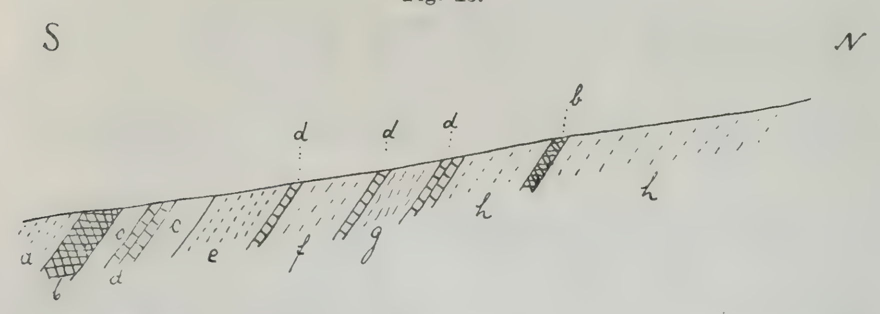
[2]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1890, S. 11.

stark; es wurden auf kurze Strecken Abweichungen von 30°—90° beobachtet.

Viel besser ist in der ersten kleinen Wasserrinne, welche sich gleich westlich vom Kreuz gegen den Hang der Roßbachalpe hinaufzieht (ca. 50 Schritte vom Kreuz entfernt) das in Fig. 13 gezeichnete Detailprofil entblößt. Es zeigt eine sehr komplex zusammengesetzte Serie, die sehr heterogene Gesteine übereinander bringt.

Hier kann man dieselbe Beobachtung wie im Gebiete des Alten Almhauses machen. Die Gesteinszüge des Detailprofiles lassen sich im Streichen nur teilweise verfolgen, da viele rasch auskeilen. Ein genaues Absuchen des Gehänges hat gezeigt, daß nur ein Serpentinzug, der Marmor und der Biotitgneis im Profil beim Kreuz selbst nachzuweisen

Fig. 13.



a = Amphibolit Nr. 85. — *b* = Serpentin, 2 *m*. — *c* = Biotitgneis. — *d* = Marmor, 1 *m*. — *e* = Granatamphibolit, 5 *m*. — *f* = Zweiglimmergneis, 5 *m*. — *g* = Serizitschiefer Nr. 57. — *h* = Amphibolit.

sind. Die Tatsache stimmt damit überein, daß dieser Serpentin beim Kreuz selbst sehr mächtig ist, während er im Detailprofil daneben auf 2 Meter herabgeht und wahrscheinlich gegen Westen zu auskeilt. Der Serpentin ist daher wohl eine Linse.

Ueber dem Profil beim Kreuz liegt eine Gesteinsserie, die in jeder Beziehung den Profilen vom Alten Almhaus nach Köflach gleicht. Ich erwähne, daß Angel aus dem Profil vom Brendlstall ins Kainachtal Turmalinpegmatitgneis (25), Glimmerschiefer (102) beschreibt. Auch Cordieritgneis wurde festgestellt. Marmor ist schon sehr lange bekannt.

In das Hangende des obenbeschriebenen Profiles beim Brendlstall gehört auch die von Spengler[1]) beschriebene Serie von Marmoren, Glimmerschiefern[2]), Amphiboliten und von Serpentin.

b) Bemerkungen über die Hochalpe bei Bruck.

In dem vorwiegend aus Hornblendegesteinen aufgebauten Gebiete der Brucker Hochalpe können an verschiedenen Stellen Einschaltungen

[1]) Mitteil. d. naturwiss. Ver. f. Steiermark. Bd. 50, S. 80.

[2]) Was davon Cordieritgneis ist, wird unsere Nachprüfung ergeben.

von Glimmerschiefern mit Granaten und ohne solche festgestellt werden. Eine solche findet sich im Zlattengraben, der ein langes Stück mit ihr zusammenfällt. Auf dem Weg vom Eisenpaß zur Hochalpe beobachtet man fast senkrecht stehende Glimmerschiefer. Ich möchte diese Züge als Einfaltungen auffassen und möchte noch anführen, daß es analoge tektonische Erscheinungen auch an der Nord- und Südseite des Rennfeldes gibt.

Aus den Beobachtungen Sigmunds[1]) geht hervor, daß durchaus nicht jenes Fallen herrscht, wie man es für ein einfaches Gewölbe voraussetzen müßte. Sigmund hat vielfache Lagen von Biotitgneis in den Amphibolgesteinen, welche vorherrschen, nachgewiesen; auf dem Gipfel der Hochalpe stellte er Biotitschiefer und granatenführende Muskowitschiefer fest.

c) Allgemeine Bemerkungen zu den letztbesprochenen Gebieten.

Von den Serien des Stubalpengebietes treten auf der Gleinalpe die Speikserie, die Mischungszone und die Rappoldglimmerschieferserie. In dem Gebiete der Hochalpe herrschen, von schmalen Zonen von Glimmerschiefern am Rande abgesehen, die Gesteine der Speikserie vor.

IV. Schluß.

Die gesamten kristallinen Bildungen der Umgebung von Graz werden derart von paläozoischen Gesteinen überlagert, daß an ihrem höheren Alter nicht gezweifelt werden kann. Es sind also vorpaläozoische Gesteine. Da die Metamorphose des Grazer Paläozoikums gegenüber jener des kristallinen Gebirges sehr gering ist, so glaube ich schließen zu können, daß die Umwandlung vor der Auflagerung des Paläozoikums fertig war.

Daß es sich (im Sinne der Deckentheorie) um sogenannte autochthone Massen handelt, ist mir ganz klar, besonders wenn man dazu den Gesamtcharakter der Tektonik der östlichen Zentralzone in Betracht zieht. Jedenfalls glaube ich, daß ein Versuch, auf Grund der hier zur Darstellung gelangten tektonischen Verhältnisse die „unterostalpine Decke“ in Teildecken zu zerlegen, abzulehnen ist.

Was nun die Altersfrage der Tektonik betrifft, so meine ich, obwohl die Frage durchaus noch nicht spruchreif ist, daß es sich da um eine im wesentlichen vorpaläozoische Tektonik handelt. Darüber sowie über zahlreiche andere Fragen wird die Fortsetzung der Studien, die ich mit Freund Angel bereits begonnen habe, Auskunft geben können.

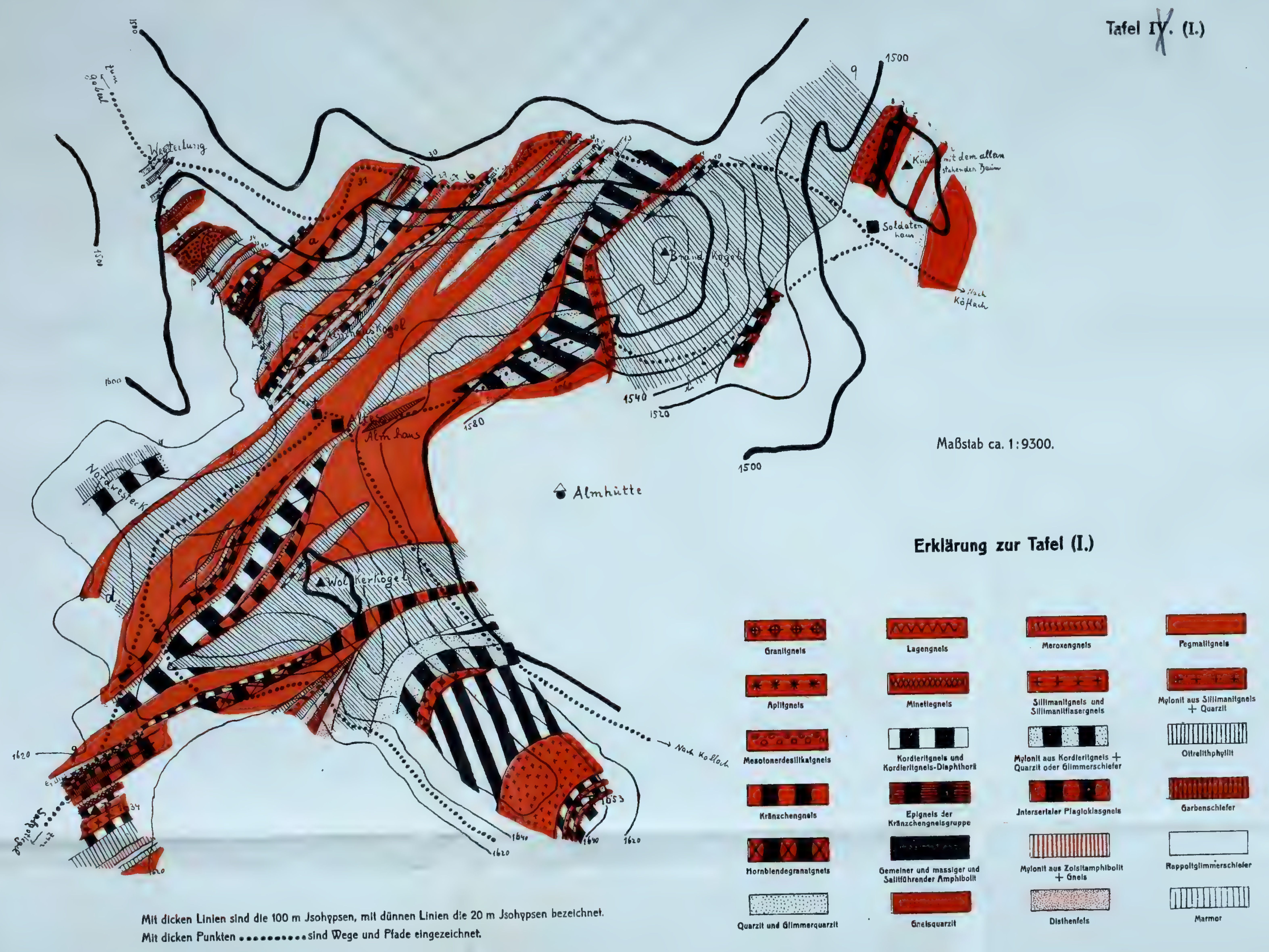
---

[1]) Mitteil. d. naturwiss. Ver. f. Steiermark. 1916. Bd. 53, S. 223—244.

Inhaltsverzeichnis.

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien III. Steingasse 25.

Tafel IV. (I.)



Verlag der Geologischen Anstalt, Wien, III. Rasumofskygasse 23.

Photolithographie von Max Jaffé, Wien

Tabellarische Uebersicht der Gesteinsfolge.

Zu Seite 187.

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Qu.	—	—	—	—	—	—	—
R. Gl.	—	—	—	—	—	—	—
M. (α)	—	—	—	—	—	—	—
R. Gl.	—	—	—	—	—	—	—
Qu.	—	—	—	—	—	—	—
R. Gl.	—	—	—	—	—	—	—
M. Gn.	—	—	—	—	—	—	—
Gn Qu.	—	—	—	—	—	—	—
R. Gl	—	—	—	—	—	—	—
Mes. Gn	—	—	—	—	—	—	—
A.	—	—	—	—	—	—	—
Mes. Gn	—	—	—	—	—	—	—
M. (β)	—	—	—	—	—	—	—
Gl. Qu.	—	—	—	—		—	—
P. (33)	—	—	—	—	—	—	—
M. (γ)	M. (γ)	—	—	—	—	—	—
P.	P.	—	—	—	—	—	—
K. Gn. d.	K. Gn. d.	—	—	—	—	—	—
K.	K.	—	—	—	—	—	—
G.	G.	—	—	—	—	—	—
A.	—	—	—	—	—	—	—
K.	A.	H.	—	—	—	—	—
A.	—	—	—	—	—	—	—
—	P. (31)	P. (31)	—	—	—	—	—
—	K.	—	—	—	—	—	—
M. (b)	M. (b)	M. (30)	—	—	—	—	—
—	—	P.	—	—	—	—	—
—	—	I. Pl.	—	—	—	—	—
—	—	P.	—	—	—	—	—
—	—	M. (30)	—	—	—	—	—
P.	—	—	—	—	—	—	—
M. (b)	—	—	—	—	—	—	—
Qu.	—	—	—	—	—	—	—
M. (b)	—	—	—	—	—	—	—
Qu.	—	—	—	—	—	—	—
M. (b)	M. (b)	M.	M. (b)	M. (b)	—	—	—
—	—	K. Gn. d. (29)	—	—	—	—	—
P. (c)	P.	P. Gl.	—	—	—	—	—
—	—	M. (29)	—	—	—	—	—
—	—	P. (26)	—	—	—	—	—
A.	—	—	—	—	—	—	—
K. G.	K. Gn.	K. Gn.	—	—	—	—	—
—	—	M. (24)	—	—	—	—	—
—	Sill. Gn.	—	—	—	—	—	—
Qu.	Qu.; S. L.	—	—	—	—	—	—
P.	P.	—	—	—	—	—	—
—	M. K. Gn. + Gl.	—	—	—	—	—	—
M. Gn. + Qu.	M. Qu. + K. Gn.	—	—	M. K. Gn. + Qu.	—	—	—
—	O.	—	—	—	—	—	—
R. Gl.	R. Gl.	R. Gl. (23)	R. Gl.	R. Gl.	—	—	—
—	—	P. (22)	—	—	—	—	—
—	—	M. Sill. Gn. + Qu.	—	—	—	—	—
P. (d)	P. (d)	P. (20)	P. (d)	P. (d)	—	—	—
M. (d_1)	M. (d_1)	M. (19)	M. (d_1)	M. (d_1)	—	—	—
—	P.	P. (18)	P.	P.	—	—	—
—	—	M.	—	—	—	—	—
—	—	P.	—	—	—	—	—
P.	Gl. Qu.	Gl. Qu. (17)	—	—	—	—	—
—	—	M. (16)	—	—	—	—	—
—	—	K. Gn. d.	—	—	—	—	—
—	P.	P. (14)	—	—	—	—	—
—	—	—	—	M.	—	—	—
—	—	—	—	P.	—	—	—
—	—	—	—	K.	—	—	—
—	—	—	—	E. Gn. K.	—	—	—
—	—	—	—	P.	—	—	—
—	—	K. Gn. d. + K. Gn.	—	—	—	—	—
M. (e)	M. (e)	M. (13)	M. (e)	M. (e)	M. (e)	—	M. (e)
—	—	—	—	K. Gn.	—	—	K. Gn.
—	—	—	—	P.	—	—	—
—	—	—	—	M.	—	—	—
—	—	—	—	K.	—	—	—
—	H.	—	—	—	—	—	—
—	P.		P.	P.	—	—	—
—	—	—	K. Gn.	—	—	—	—
—	—	—	M. K. Gn. + Gl.	—	—	—	—
—	—	—	P.		P.	—	—
—	M. K. Gn + Qu.	M. K. Gn + Qu.	—	—	—	—	—
—	A. Gn.	A. Gn.	A. Gn.	—	—	—	—
—	M. (f)	M. (f)	M. (f)	M.	—	—	—
—	—	M. K. Gn. + Qu.	—	—	—	—	—
—	—	M.	—	—	—	—	—
—	—	—	—	K. Gn.	—	—	—
—	—	—	—	M.	—	—	—
—	—	—	—	P.	P.	—	—
—	—	—	—	M.	—	—	—
—	—	—	—	R. Gl.	—	—	—
—	—	—	—	M.	M. (f)	—	—
—	—	—	—	—	—	P. (g)	P. (g)
—	—	—	—	—	—	—	M. (e_1)
—	—	—	—	—	—	K. Gn.	K. Gn. d.
—	—	—	—	—	—	—	L. Gn.
—	—	—	—	—	—	—	I. Pl.
—	—	—	—	K.	K.	K.	K.
—	—	—	—	—	—	—	G.

—	—	M.	—	—	—	—	—
—	—	P.	—	—	—	—	—
P.	Gl. Qu.	Gl. Qu. (17)	—	—	—	—	—
—	—	M. (16)	—	—	—	—	—
—	—	K. Gn. d.	—	—	—	—	—
—	P.	P. (14)	—	—	—	—	—
—	—	—	—	M.	—	—	—
—	—	—	—	P.	—	—	—
—	—	—	—	K.	—	—	—
—	—	—	—	E. Gn. K.	—	—	—
—	—	—	—	P.	—	—	—
—	—	K. Gn. d. + K. Gn.	—	—	—	—	—
M. *e*)	M. (*e*)	M. (13)	M. (*e*)	M. (*e*)	M. (*e*)	—	M. (*e*)
—	—	—	—	K. Gn.	—	—	K. Gn.
—	—	—	—	P.	—	—	—
—	—	—	—	M.	—	—	—
—	—	—	—	K.	—	—	—
—	H.	—	—	—	—	—	—
—	P.		P.	P.	—	—	—
—	—	—	K. Gn.	—	—	—	—
—	—	—	M. K. Gn. + Gl.	—	—	—	—
—	—	—	P.		P.	—	—
—	M. K. Gn + Qu.	M. K. Gn. + Qu.	—	—	—	—	—
—	A. Gn.	A. Gn.	A. Gn.	—	—	—	—
—	M. (*f*)	M. (*f*)	M. (*f*)	M.	—	—	—
—	—	M. K. Gn. + Qu.	—	—	—	—	—
—	—	M.	—		—	—	—
—	—	—	—	K. Gn.	—	—	—
—	—	—	—	M.	—	—	—
—	—	—	—	P.	P.	—	—
—	—	—	—	M.	—	—	—
—	—	—	—	R. Gl.	—	—	—
—	—	—		M.	M. (*f*)	—	—
—	—	—	—	—	—	P. (*g*)	P. (*g*)
—	—	—	—	—	—	—	M. (e_1)
—	—	—	—	—	—	K. Gn.	K. Gn. d.
—	—	—	—	—	—	—	L. Gn.
—	—	—	—	—	—	—	I. Pl.
—	—	—	—	K.	K.	K.	K.
—	—	—	—	—	—	—	G.
—	—	—	—	—	—	—	K.
—	—	—	—	—	—	P.	—
—	—	—	—	—	—	M.	M.
—	—	—	—	—	—	—	Min. Gn.
—	—	—	—	—	—	—	K. Gn. d.
—	—	—	—	—	—	—	P.
—	—	—	—	—	—	—	Gr.
—	—	—	—	—	—	—	K. Gn. d.
—	—	—	—	—	—	Sill. Gn.	—
—	—	—	—	—	—	M.	—
—	—	—	—	—	—	Di	—
—	—	—	—	—	—	G.	—
—	—	—	—	—	—	Di.	—
—	—	—	—	—	—	M. (*f*)	M. (*f*)
—	—	—	—	—	—	—	M. Z. A. + Gn.
—	—	—	—	—	—	—	R. Gl. + P.
—	M. (*f*)	M. (*f*)	M. (*f*)	M. (*f*)	M. (*f*)	M. (*f*)	M. (*f*)
—	Sill. Gn.	—	—	—	—	—	—
—	H.	—	—	—	—	—	—
—	A.		—	—	—	—	—
—	P. (5)	—	—	—	—	—	—
—	Gl. Qu.	?	—	—	—	—	—
—	P. (3)	—	—	—	—	—	—
—	Gl Qu.	—	—	—	—	—	—
—	P. (1)	—	—	?	—	—	—
—	—	—	—	—	R. Gl.	—	—
—	—	—			A.	—	—
—	—	—	—	Gl. Qu.	Gl. Qu.	—	—
—	—	—	—	M. K. G. + Qu.	M. K. G. + Qu.	—	—
—	—	—	—	Gr.	—	—	—
—	—	—	—	K. Gn.	K. Gn.	—	—
—	—	—	—	Sill. Gn.	Sill. Gn.	—	—
—	—	—	—	M. K. Gn. + Sill. Gn.	—	—	—
—	—	—	—	Sill. Gn.	Sill. Gn.	—	—

Erklärung zu vorstehender Tabelle.

I = Profil Wegteilung—Karrenweg—Altes Almhaus.
II = Profil Wegteilung—Kamm zum Almhauskopf—Kamm zum Brandkogel—Kuppe mit dem alleinstehenden Baum.
III = Profil am markierten Pfad von der Wegteilung zum Soldatenhaus.
IV = Profil über das Gehänge zwischen dem Brandkogel und dem Alten Almhaus.
V = Profil von der „Nordwestecke" über den Wolkerkogel zum P. 1653.
VI = Profil am Weg vom Alten Almhaus nach Köflach über Hochgößnitz.
VII = Profil in der Mulde südlich des Wolkerkogels.
VIII = Profil in der Umgebung des P. 1634.

Gr. = Granitgneis.
M. Gn. = Meroxengneis.
Mes. Gn. = Mesotonerdesilikatgneis
P. = Pegmatitgneis.
A. Gn. = Aplitgneis.
K. Gn. = Kordieritgneis.
K. Gn. d. = Kordieritgneisdiaphthorit.
Sill. Gn. = Sillimanitgneis und Sillimanitflasergneis.
Min. Gn. = Minettegneis
L. Gn. = Lagengneis.
O. = Ottrelithschiefer.
H. = Hornblendegranatgneis.
A. = Amphibolit.
K. = Kränzchengneis.
G. = Garbenschiefer.
I. Pl. = Intersertaler Plagioklasgneis.
E. Gn K. = Epigneis der Kränzchengneisgruppe.
Qu. = Quarzit
Gn Qu. = Gneisquarzit.
Gl. Qu. = Glimmerquarzit.
S. L = Saure Lage.
R. Gl. = Rappoltglimmerschiefer.
P. Gl. = Pegmatit mit Glimmerschiefer.
Di. = Disthenfels.

M. K. Gn. + Gl. = Mylonit aus Kordieritgneis + Glimmerschiefer.
M. Qu. + K. Gn. = Mylonit aus Quarzit + Kordieritgneis.
M. Sill Gn. + Qu. = Mylonit aus Sillimanitgneis + Quarzit.
M. Z. A. + Qu. = Mylonit aus Zoisitamphibolit + Quarzit.

M. = Marmor.

Inhalt.

1. und 2. Heft.

Anmerkung.

Zur Uebereinstimmung mit dem gleichzeitigen Band der „Verhandlungen" führt dieser vor der Umbenennung der Anstalt begonnene Jahrgang noch den Titel „Jahrbuch der Geol. Reichsanstalt".

NB. Die Autoren allein sind für den Inhalt und die Form ihrer Aufsätze verantwortlich.

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien III. Steingasse 25

Ausgegeben Mitte Mai 1920.

JAHRBUCH

DER

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT

JAHRGANG 1919. LXIX. BAND.

3. und 4. Heft.



Wien, 1920.

Verlag der Geologischen Staatsanstalt.

In Kommission bei R. Lechner (Wilhelm Müller), Universitätsbuchhandlung

I. Graben 31.

Die Nonsberger Störungsbündel.

Von Dr. Albrecht Spitz †.

(Aus dem Nachlaß.)

Mit einer Profiltafel (Nr. III) und einer Textfigur.

Einleitung.

Heritsch hat in seiner „Bauformel der Ostalpen“ den meines Wissens zuerst von Schwinner (Mitt. d. Geol. Ges. Wien 1913) ausgesprochenen Gedanken weiter ausgebaut, daß an der Judicarienlinie (nach Schwinner auch an anderen judicarisch streichenden Bewegungsflächen) größere Querverschiebungen erfolgt sind (Horizontalverschiebungen im Streichen nach Schwinner l. c. p. 219). Das soll hier nicht näher diskutiert werden. Als ich jedoch unter dem Eindruck dieses Satzes die Alpenkarte betrachtete, fiel mir plötzlich auf, daß in der Gegend von Meran anscheinend eine große Querstörung das Gebirge durchschneidet. Ihr Verlauf wäre Nonsberg—Gampenjoch—Lana—unteres Passeiertal, und der östliche Flügel wäre um einige Kilometer gegen Norden verschoben. Der Tonalit des Kreuzberges entspräche jenem des Iffinger, der Quarzporphyr der Laugenspitz jenem von Völlan; nach Vaceks Darstellung auf Blatt Cles würde man ferner die Trias des Mte. Nuovo in jener von St. Felix fortsetzen lassen und selbst die Eocänmulde des Nonsberg schiene bei Traversara noch in demselben Sinn, wenn auch mit geringerem Ausmaß, zerschnitten. Die Judicarienlinie, welche nördlich Meran nach Teller und Sander in der Störung des Naiftals fortsetzt, würde durch die Querstörung gleichfalls durchschnitten, wodurch letztere ihr jüngeres Alter dokumentieren würde.

Einige Begehungen, welche ich während einzelner militärdienstfreier Tage im Jahre 1917 durchführen konnte, zeigten mir, daß diese Voraussetzungen nicht zutreffen. Zunächst ergab sich, daß die Naiflinie nicht mit der Judicarienlinie zusammenfällt. Letztere zieht, wie lange bekannt, aus dem Nonsberg über Proveis und die Hofmahd gegen Mitterbad im Ulten; in ihrer Fortsetzung liegt der von Künzli (Tscherm. Min. Mitt. 1899) erwähnte Dolomitkeil bei St. Pankraz, knapp nordwestlich des Kreuzberg-Tonalits, beiderseits von mächtigen kristallinen Quetschzonen eingefaßt. Aehnliche schwarze kristalline Mylonite und Quetschzonen in dem randlichen Aplitgeäder des Tonalits leiten nun bis ins Etschtal hinaus und jenseits trifft man am Küchel-

berg bei Meran und hinauf gegen den Iffinger (Florerhof!) wiederholt teils stark diaphthoritische grünliche Quetschschiefer, teils vollständig zermalmte schwarze Diaphthorite, die wahrscheinlich von Biotitgneis abstammen. Ihre mechanische Umwandlung ist durchaus von derselben Größenordnung wie bei den Myloniten des Ultentals. Sander (J. d. Geol. R.-A. 1906) beschreibt ferner Spuren eines südwärts gerichteten „Anschubes" (starke mechanische Beeinflussung, gelegentlich auch Mylonite) [Plattenjoch] vom ganzen Westrand des Iffingermassivs bis Pens; und von hier nach Osten bis ins Pustertal bildet ja ein deutlicher „Bruch" die Nordgrenze des Tonalits [1]).

Wir sehen also, daß die Judicarienlinie nördlich der Etsch in ganz genau der gleichen Position wie südlich der Etsch wiederkehrt, nämlich am Westrand des Tonalits. Dieser liegt vollständig innerhalb der Dinariden und noch viel mehr gilt das daher für die Linie des Naiftals.

Nun ist seit langem bekannt (vgl. Blaas, Führer durch Tirol, Nr. 5, p. 726), daß auch auf der Südseite der Etsch eine tektonische Linie den Tonalit im Osten begleitet, die vollständig mit jener des Naiftals korrespondiert. Wie diese das Porphyrplateau von Mölten mit dem aufgelagerten Grödner Sandstein des Naifpasses, so bringt jene den Porphyr von Völlan mit der darüber folgenden Trias der Gall mit dem Tonalit in Berührung. Wir haben somit die Linie des Naiftals aus dem tektonischen Zusammenhang mit der Judicarienlinie auszuschalten und mit der Linie von Völlan zu verbinden.

Diese Linie südlich der Etsch ist aber identisch mit dem südlichen Teil unserer vermeintlichen Querverschiebung. Ihr Charakter als solche wird schon dadurch erschüttert, denn sie wird ja im Naiftal zu einer streichenden Dislokation. Aber auch im Süden ergaben genauere Begehungen einige Aenderungen auf Vaceks Karte, welche der Vorstellung eines queren Durchschneidens den Boden entziehen (vgl. später). Vielmehr wird unsere Linie hier ebenfalls zu einer streichenden Dislokation, die zwar zunächst in die Trias einschneidet, aber weiter südlich der Grenze von älterem Gebirge und Scaglia-Eocän folgt und sich bis Cles und wahrscheinlich bis zum Gardasee verfolgen läßt. Wir haben hier also eine große streichende Dislokation oder, wie wir noch sehen werden, ein zusammengehöriges Bündel solcher Dislokationen vor uns, das sich aus dem Sarntal bis gegen Ballino verfolgen läßt und das wir kurz als „Nonsberger Dislokationsbündel" bezeichnen wollen.

---

[1]) Schon Grubenmann (Vierteljahrschrift nat. Ges. Zürich 1906) und Termier (Bull. soc. geol. France 1903, p. 755, 1905, p. 270) zogen hier eine Dislokation durch, zum Teil sogar die große alpindinarische Grenze.

Detailbeschreibung.

Beginnen wir auf Grund der Profile die nähere Beschreibung.

1 Der Abschnitt zwischen Etsch und Noce.

Von Ob.-Lana bis Völlan ist die Grenze zwischen Tonalit und Quarzporphyr durch Schutt verdeckt. Immerhin bleibt in dieser schmalen, steil in die Höhe steigenden Schuttgasse nur Raum für eine sehr steile, wenn nicht saigere Grenze, die zudem einer diskordanten Berührung entsprechen muß. Denn der Porphyr liegt flach (Profil); an seiner Basis kommt im Etschtal ein flacher Porphyrtuff mit Einschlüssen von verrucanoartigem Konglomerat, Phyllit und Kieselschiefer zutage[1]). Bei Völlan lagert sich ebenso flach der Grödner Sandstein auf. Er ist in der Schlucht des Völlaner Baches unterhalb Eckgütl gut aufgeschlossen: grobe Bänke eines weißen, seltener roten, stets glimmerbestreuten Sandsteins und Quarzits, mit Einschlüssen von größeren Quarzgeröllen, rotem Feldspat und (in den roten Varietäten) tongallenartigen dunkelvioletten Tonschiefern, die an die Streifeneinschlüsse des Engadiner Verrucano erinnern und, wie diese, porphyrischer Abstammung sein dürften. Mit diesem Sandstein wechseln schmale Lagen eines blutroten Sandsteinschiefers vom Werfener Charakter. Das flache Westfallen wird lokal (zum Beispiel in der Schlucht unterhalb des Völlanerbades, gleich beim großen Weggeländer) durch kleine Verbiegungen gestört.

Die Fortsetzung des Profils nach oben ist in mehreren Gräben gut aufgeschlossen, besonders schön im zweiten Graben südlich des Gehöftes Gruber, der nahe bei Eckgütl die Schlucht des Völlanbaches erreicht. Ueber dem Grödner Sandstein folgen hier ohne scharfe Grenze rote (und grüne) Sandsteinschiefer, dann mit diesen wechselnd rötlichbräunliche sandige Kalk- und Mergelplatten, mit Fossilspuren und Oolithstruktur. Diese festen Bänke bedingen Wandeln und Klammen. Darüber entwickeln sich allmählich gelbbraune, mitunter schwärzliche sehr gut geschichtete Kalkmergel in großer Mächtigkeit, die aber auf deutlich gegen Osten überschlagener, mitunter aufrechter Faltung beruht. Höher oben, wo eine horizontale Waldstraße den Graben übersetzt, trifft man in saigerer Stellung rote Sandsteinschiefer. Ueber dem Weg folgt nach einer Verrollung von wenigen Schritten der zertrümmerte Tonalit. Bemerkenswert ist hier das annähernd konkordante Anschmiegen der Trias an die Dislokation, im Gegensatz zur Umgebung von Lana. Dieses Verhältnis hält nun von hier ab gegen Süden stets an.

Die stratigraphische Deutung des Profils erscheint mir nicht ganz sicher. Rote Kalke und Oolithe beschreibt Vacek aus der Dolomit-Oolithstufe des Perm; da letzteres jedoch nördlich der Mendel

---

[1]) Gut erschlossen über der Wasserleitung, welche von Unter- nach Ober-Lana läuft, in einem kleinen Steinbruch am Südrande des Grabens, der zur Kirche von Mitter-Lana führt. Der Tuff ist zum Teil auch dicht und grünlich (Hornblendenädelchen?) ähnlich wie im Naiftal.

nicht mehr entwickelt zu sein scheint und überdies die Oolithe mit Fossilien verbunden sind, dürfte es sich hier schon um Werfener handeln; der Lagerung nach wäre es tieferer Werfener Schiefer, die fossilfreien braungelben Mergel darüber möchte ich dann für die höheren Werfener oder den tiefsten Muschelkalk halten. Da die sandigen Schiefer, welche sonst mit den (?) tieferen Oolithen verbunden sind, an der oberen Grenze dieser Mergel wieder auftreten, so wären letztere als ein gegen Osten überschlagenes Synklinorium aufzufassen [1]). Eine deutliche Mulde sieht man übrigens zwischen den Gehöften Gruber und Tratter (Profil). Sie ist in die roten Oolithe und Fossilkalke eingeschnitten, den Kern scheinen braungelbe Mergel zu bilden und im Liegenden kommen am Westflügel (über dem Gehöft Tratter) wieder die roten Sandsteinschiefer zum Vorschein; auf einem gegen Norden leicht ansteigenden Waldweg folgt nach kurzer Lücke zertrümmerter Tonalit.

Weiter südlich, im Lahbachgraben ist der Tonalit vom Werfener durch eine große Verrollung getrennt. Letzterer fällt hier steil gegen Westen, ersterer zeigt randlich auffallend grün und rot gefärbte grob porphyrische Varietäten mit großen Feldspateinsprenglingen (Gänge?). Unter dem Werfener Verrollung. Ein wenig südlich des Lahbachgrabens, etwa unter dem Gehöft Hochbrandt, findet man dann über den roten Werfener Schiefern schwärzliche Kalke, hellen Dolomit und Zellendolomit (Rauchwacke), welche sicher schon dem Muschelkalk angehören. Das Liegende und Hangende ist verrollt, sie sind aber zweifellos als Kern des vorhin erwähnten Synklinoriums aufzufassen; das Fallen ist steil bergein gerichtet.

Die Umgebung von Platzers ist außerordentlich stark durch Moränen und Gehängeschutt bedeckt. Oestlich der Senke liegt die Dolomitplatte der Gall, westlich taucht auf dem Aeußerenberg und dem Platzerjöchl der Tonalit gegen Süden und Westen unter echten Quarzphyllit unter, dem quarzitische Schiefer mehrfach eingelagert sind [2]).

Weiße porphyrische Gänge (mit Quarz- und Feldspateinsprenglingen) stehen hier wiederholt im Phyllit und Quarzit und es ist gar nicht so sicher, ob sie dem Tonalit zuzurechnen sind oder dem nahen Quarzporphyr der Laugenspitz, der sich hier flach (aber ohne deutliche Schichtflächen) dem Quarzphyllit aufzulegen scheint [3]).

Gegen das Gampenjoch hält die gewaltige, von den Wänden der Laugenspitz stammende Verrollung an. Der Quarzporphyr des

---

[1]) Auch auf der erwähnten Waldstraße sieht man vor dem Gehöft Gruber eine kleine gegen Osten gekehrte Antiklinale, darunter eine Mulde, beide im braungelben Mergel.

[2]) Sie enthalten zum Teil Biotit und sind oft eigentümlich schmierig-streifig entwickelt. Man ist ohne mikroskopische Studien nicht selten im Zweifel, ob der Biotit ein normaler Bestandteil ist, ob hier Kontaktmetamorphose seitens des Tonalits vorliegt oder ob wenigstens der dem Tonalit zunächst liegende Teil der Quarzite als Tonalit-Mylonit aufzufassen ist; letztere Wahrscheinlichkeit gewinnt für die Quarzite des Maloyer (und weiter hinab gegen Ulten) noch mehr an Wahrscheinlichkeit.

[3]) Ueber die Unsicherheit der Zuteilung solcher Gänge vgl. auch Künzli, Tscherm. Min. Mitt. 1899.

letztgenannten Berges wird von einem ost- und einem westfallenden Absonderungssystem durchzogen; da er sich als Ganzes gegen Westen senkt, so dürfte das letztere der Schichtung entsprechen. Unter den Rollblöcken fallen zahlreiche Stücke von Verrucano auf; er führt neben Einschlüssen von kristallinem Schiefer, verschiedenen farbigen Quarzit- und Kieselschiefern auch unzweifelhafte rote Quarzporphyrbrocken. Anstehend ist er nach älteren Karten erst auf der Ultener Seite unter dem Quarzporphyr zu finden [1].

Am Gampenjoch selbst dreht sich die flach westfallende Mendeldolomitplatte der Tillgamp zu steilem Ostfallen (Maiskogl); am Wege selbst trifft man nördlich des Joches saigere Stellung und sogar leichtes Westfallen. Der Kontakt gegen den Porphyr ist verschüttet, doch bleibt auch hier, wie bei Völlan, zu wenig Raum, um dazwischen die mächtige Serie der Werfener, bzw. des Grödner Sandsteins unterzubringen. Den nächsten guten Aufschluß trifft man südlich des Gampenjochs beim Gasteigerhof. Das Haus selbst steht auf Muschelkalk, der als lichterer dolomitisch-mergeliger Plattenkalk entwickelt ist, stellenweise sandig wird und in feinen weißen Qnarzit übergeht. Fallen mittelsteil gegen Osten. Oestlich von dem Hause (am Weg) folgen lichte, juraähnliche plattige Kalke, dann rote sandig-quarzitische Schiefer, welche mächtige Lager von schönem Dontkonglomerat einschließen (Gerölle von Kalk und Dolomit des Liegenden, auch von Quarz in rötlichem sandig-schieferigem Zement). Höher oben folgen noch ein paar dünnschichtige Bänke, die ich nicht besucht habe, dann der Mendoladolomit der Plattleiten. Die weißen und roten Farben des Muschelkalks mögen aus der Ferne eine Verwechslung mit jüngeren Schichten verschuldet haben [2].

Gleichsam zur Bestätigung unserer Gliederung findet man auf den Wiesen gleich westlich des Gasteigerhofes wiederholt kleine Aufschlüsse von brauner Rauchwacke und im Hohlweg über der Säge am Laugenbach auch Werfener, die ebenso nach Osten fallen wie alles Uebrige. Nach einer Verrollung von wenigen Schritten stößt man auf zerrütteten Porphyr; also auch hier dieselbe Lücke wie nördlich des Joches.

Nördlich der letzten Häuser von Unser Frau stehen noch die dolomitischen Mergel am Wege an; weiter südlich trifft man eine gewaltige Verrollung zwischen Quarzporphyr und Mendeldolomit. Letzterer steht im Bachbett südlich des Ortes an und verbreitet sich nach Osten gegen St. Felix; hier legen sich nach Vacek Raibler Schichten darauf und treten auch auf das westliche Ufer des Rivo Novella über. Ueber ihnen folgt hier der Hauptdolomit des Mte. Ori und darauf Jura und Scaglia von Castelfondo.

Auch südlich vom Quellbach des Rivo Novella ist der Kontakt zwischen Porphyr und jüngeren Bildungen weithin von Schutt überdeckt.

---

[1]) Um so auffallender ist das Auftreten der erwähnten Brocken; es weist mit Sicherheit entweder auf verschiedene Quarzporphyr- oder auf verschiedene Verrucanoniveaus hin. Nach Wolff, Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. XXVII. Beilageband p. 81 ist in der Bozener Gegend der Verrucano stets älter und vollkommen frei von Quarzporphyrbrocken.

[2]) Blaas, Führer durch Tirol Nr. 5, p. 727: „Ein kleiner Rest von Jura und Kreidegestein diskordant über älteren Gesteinen.“

Im Bachbett findet man verrutschte Werfener und Rollstücke von verrucanoähnlichen Konglomeraten, wie wir sie gleich im Grödner Sandstein antreffen werden. Jedenfalls muß man daraus schließen, daß diese Gesteine hier unter dem Schutt anstehen. Gut aufgeschlossen sind sie erst südlich von Croce della barba, in den Quellästen des Rivo Rabiola. Unter dem ziemlich steil ostfallenden Mendeldolomit der Croce della barba erscheinen braungelbe dolomitische Mergel des Muschelkalks mit steilerem Ostfallen, in seinem Liegenden sandige Werfener, denen ein Quellast des Baches folgt. Steigt man auf dem westlichen Ufer auf einem alten Holzwege empor, so gelangt man aus den Werfenern in den Grödner Sandstein, der mit seinem Wechsel von roten sandigen Schiefern mit klotzigen weißen Quarzitbänken ganz jenem von Völlanerbad gleicht. Auch die roten tonigen Streifeneinschlüsse sind vorhanden, ferner rote Quarzkonglomerate von verrucanoähnlichem Aeußern. Die Werfener haben sich in seiner Nähe immer steiler gestellt und der Grödner schwankt um die Saigerstellung. Bis zum Porphyr folgt nun Verrollung. Höher oben, am Ostrand der Moränenterrasse westlich Croce della barba trifft man über den erwähnten Schichten wieder Muschelkalk — schwärzliche, etwas sandig verwitternde Hornsteinkalke und Mergel (ganz liasähnlich!). Es muß also hier die saigere Lagerung der Werfener-Grödner Sandstein wieder gewichen sein, und in der Tat zeigen die unzusammenhängenden Aufschlüsse des Muschelkalks wechselndes, bald flacheres, bald steileres Einfallen, das sich in einer kleinen Wandstufe zu deutlich gegen Osten gekehrten liegenden Fältchen zusammenfügt. Westlich der großen Schutterrasse trifft man auf geklüfteten Porphyr ohne deutliche Schichtung.

Die Lücke zwischen Porphyr und Untertrias, welche also noch beim Gasteigerhof klar aufgeschlossen ist, hat sich hier bereits gefüllt; aus der Störung ist eine regelmäßige Schichtfolge geworden [1]), die in ostwärts gekehrte Falten gelegt ist. Ob der Porphyr selbst an den Falten teilnimmt, läßt sich nicht entscheiden; wahrscheinlicher ist mir auch hier noch eine Bewegungsfläche zwischen Porphyr und Grödner, die jedoch nur die Bedeutung einer Trennungsfläche zwischen zwei verschiedenen Faltungsstockwerken hat.

Jedenfalls wird dadurch die Darstellung auf Vaceks Karte modifiziert, welche Werfener direkt an Quarzporphyr grenzen läßt. Ebensowenig berühren sich weiter südlich Quarzporphyr und Scaglia, sondern sind hier ebenso durch Schutt getrennt, wie solcher die scheinbare Verschiebung der Eocänzone bei Traversara maskiert. Diese scheinbar untergeordneten Details sind insofern von Bedeutung, als sie jene Voraussetzungen aus der Welt schaffen, welche zur Annahme einer Querverschiebung verleiten könnten.

Trotz des Erlöschens unserer Störung findet die tektonische Linie zwischen Laugenspitz und Mendel hier gleichwohl kein Ende, sondern wird sofort durch eine vikariierende Linie abgelöst.

Vaceks Karte verzeichnet gleich östlich des Mendeldolomits von Croce della barba die schmale Scagliazunge von Regola. Nördlich

[1]) Schon am Quellbach des Rivo Novella angedeutet!

davon, am Hang gegen den Novella, ist an einer Wasserleitung ein kontinuierliches Profil erschlossen. Es zeigt steil den ostfallenden Mendeldolomit der Croce della barba, dann an der eingezeichneten Stelle (in einem kleinen flachen Graben gleich westlich eines größeren Weges) schmierige rote Tone mit grünlichem Feldspat, der einem zersetzten Eruptivgestein, wohl der Raibler Schichten, angehört. Der Zusammenhang mit dem Raibler Zuge weiter östlich (unter Punkt 1387) ist durch Schutt verdeckt. Ueber diesen Tonen folgen mit flacherer östlicher Neigung wieder helle Dolomite, ununterscheidbar von jenen im Liegenden, die aber nach ihrer Position als Hauptdolomit zu bezeichnen sind. Hier ist also zwischen dem Mendeldolomit der Croce della barba und dem Hauptdolomit des Mte. Ori anscheinend noch ein ungestörter Zusammenhang vorhanden.

In der Senke der Regola findet man nun bis zum Regolasee statt der von Vacek gezeichneten Scaglia nur Schutt. Dieser sowie die flache Lagerung des östlich folgenden und unter dem Schutt mitunter auftauchenden Hauptdolomits bedingen diese orographisch auffallende Gestaltung. Erst südlich des Sees stößt man auf Scaglia, die flach westlich von dem ebenso geneigten Hauptdolomit des Mte. Ori abfällt; dazwischen eine schmächtige Lage von Jura, splitterigem gelbem majolikaartigem Kalk mit schwarzen Hornsteinknollen. Gegen Westen beschreibt sie (im Bachbett des Rivo Rabiola) eine Art flacher Mulde, um sich weiter westlich immer steiler zu stellen und schließlich saiger aufzurichten (etwas höher, über der auf der Karte eingezeichneten Säge, fällt sie sogar wieder steil gegen Westen). Am Bach folgen auf die saigere Scaglia ein paar Meter von saigerem rötlichem Jura-Knollenkalk, dann eine schmale Bank von weißem Kalk und dann der zerrüttete helle Dolomit der Croce della barba, der etwas höher oben sehr steil Ost fällt. Da er mit den tieferen Triasgliedern in regelmäßigem Verband steht, muß man ihn als Mendeldolomit ansprechen.

Wir sehen also hier wieder eine kräftige Störung; sie muß sich gegen Norden unter dem Schutt der Regola rasch ausgleichen, wie ja das vorerwähnte ungestörte Wasserleitungsprofil nördlich der Regola beweist, in demselben Maße, als die Störung zwischen Porphyr und Trias in dieser Richtung an Intensität zunimmt. Oestlich der beschriebenen Scagliazunge der Regola und von ihr durch den Hauptdolomit des Mte. Ori getrennt, erscheint bei Castelfondo eine zweite, gleichfalls nach Norden ausspitzende Zunge. An ihrem Ostrand liegt sie flach dem Hauptdolomit von Dovena auf. An ihrem Westrand stellt sie sich je weiter gegen Norden desto steiler und fällt schließlich steil westlich gegen den Hauptdolomit des Mte. Ori, während dieser (und ein stellenweise ihm aufgelagertes Band von rotem Tithonkalk[1]) flach daran abzustoßen scheint. Also auch hier eine ähnliche, wenn auch weniger bedeutende Störung, wie bei Regola. Nach Süden verliert sie sich auch rasch, fällt mit dem Jurakalk flach vom Hauptdolomit ab und verbindet sich über die kuppelförmige Wölbung des letzteren am Mte. Fodasem hinweg mit der Zunge von Regola.

[1]) Er ist mitunter begleitet von einem dünnschichtigen bräunlichen, sehr zähen Kalksandstein.

Der Westrand der nunmehr vereinigten Scaglia wird, wie schon erwähnt, bis zum Quarzporphyr hin von Schutt verhüllt. Erst oberhalb Salobbi tritt aus ihm wieder Mendeldolomit hervor, der im Gegensatz zu jenem der Croce della barba recht flach bergein fällt; dasselbe tut auch tiefer unten die Scaglia. Sein Kontakt mit den älteren Schichten ist auch hier von Schutt bedeckt. Weiter südwestlich fällt er nach Vacek flach von diesem gegen Osten ab.

Südlich von Carnalez liegt über der Scaglia das von Vacek verzeichnete Eocän — grüne Mergel und tuffige (?) Sandsteine — mit flachem Westfallen. Gegen den Dolomit folgt nicht Scaglia (Vacek), sondern Schutt; nur am horizontalen Waldweg westlich über Carnalez trifft man knapp südlich des Grabens, der nördlich dieses Ortes durchzieht, im Schutt unter einer Wasserleitungsquelle einen kleinen Rest von rotem Mergel, der vielleicht ansteht.

Sehr deutlich ist dagegen die Ueberlagerung von Eocän durch Scaglia weiter südlich aufgeschlossen, westlich des Gehöftes Plaz, etwa dort, wo auf Vaceks Karte die nördliche Spitze der Schuttzunge den Dolomit erreicht, etwas unter dem breiten Holzweg, der auf den Alto Osol führt. Darüber nach kurzer Verrollung flach liegender Dolomit. Das Eocän besteht hier aus sandigen Foraminiferenkalken und Mergeln mit ? Nummuliten. (Letztere sind noch zu bestimmen.) Fallen von Eocän und Scaglia mäßig steil gegen Westen. Zwischen diesen jungen Bildungen und dem Eocän von Carnalez liegt noch ein ausgedehnter Dolomitkomplex. Er dehnt sich namentlich nach Norden weiter aus als Vaceks Karte angibt. Unter dem Dolomitgrus, der hier die Oberfläche überall bedeckt, läßt er sich in einigen Gräben gut aufgeschlossen, bis zum direkten Zusammenhang mit der Dolomithauptmasse des Alto Osol verfolgen. Die Lagerung ist überall flach. Im Graben von Arsio stößt ebenfalls flach liegendes Eocän (grünliche Schiefer und tuffige (?) Sandsteine mit blitzenden Kriställchen) an ihn. Eine unmittelbare Ueberlagerung ist zwar nicht aufgeschlossen, nach der ganzen Sachlage aber höchst wahrscheinlich. Der Dolomit wäre dann als Deckscholle aufzufassen, welche infolge ihrer tiefen Lage so weit nach Osten vorgreift. Diese verdankt sie offenbar irgend einer kleinen Störung, denn noch westlich von ihr steht in viel höherem Niveau das vorhin erwähnte Scaglia-Eocän-Vorkommen von Plaz an. Ich vermute eher eine Absenkung des Dolomits von Arsio an einem kleinen Quersprung als eine Verschiebung von Dolomit und Scaglia-Eocän.

Der Dolomit von Arsio ist auf Vaceks Karte als Hauptdolomit ausgeschieden. In der Tat kontrastiert er durch seine Festigkeit und deutliche Schichtung im allgemeinen auffallend gegen den Mendeldolomit des Alt-Osol, der auf weite Strecken hin (Mte. nuovo bis Salobbi) fast vollständig zu scharfkantigem Grus zermorscht — ganz ähnlich wie der Ramsaudolomit — und zugleich durch wiederholte Einlagerung von grünen und roten Partien ausgezeichnet ist. Dennoch ist dieser Gegensatz nur lokal. Denn der Mendeldolomit von Croce della barba und ebenso jener des Mte. nuovo sind ganz ebenso „solid“ wie sonst der Hauptdolomit, und wenn dieser, wie nicht selten, auch rote und grüngefärbte Lagen enthält, ist eine Unterscheidung nach

petrographischen Merkmalen nicht möglich. Da nun zwischen der Scholle von Arsio und dem Mendeldolomit des Alt Osol keine Raibler Schichten nachweisbar sind, auch die faziellen Eigenschaften sich allmählich ändern, so besteht kein Grund, beide zu trennen.

Folgt man nun südlich des Scaglia-Eocän-Vorkommens von Plaz dem Kontakt von Dolomit und Scaglia, so sieht man an dem großen auf der Karte verzeichneten Wege zwischen den Buchstaben h und e von Orche steil bergein fallende Scaglia an flachen Dolomit anstoßen. Weiter südlich stellt sich der Dolomit immer steiler und liegt zunächst fast konkordant auf der ebenso steil westfallenden Scaglia; dann vollführt er aber langsam eine stirnförmige Biegung, indem er sich hoch am Gehänge saiger aufrichtet und noch höher steil Ost fällt, wobei er zugleich das normale „solide“ Aussehen allmählich annimmt. An der Südseite des großen Grabens, der den Osthang des Mte. nuovo durchreißt und südlich von Cloz die Straße überschreitet, legen sich auf den ostfallenden Mendeldolomit, deutlich ostfallend, die roten Raibler Schichten, die Vaceks Karte verzeichnet und darauf der Hauptdolomit. Von diesem ist am Südrande des Grabens nur der untere überkippte Teil erhalten, der sehr steil nach Westen fällt [1]). Er überlagert hier die ebenso steil westfallende Scaglia, in der weiter östlich eine kleine gegen Osten überschlagene Antiklinale deutlich zu erkennen ist; hinter dem wiederholten Pendeln um die Saigerstellung dürften sich ähnliche, nur nicht so gut erschlossene Falten verbergen. Die Raibler finden jedoch im Graben noch nicht ihr Ende (wie Vaceks Karte darstellt), sondern setzen sich nördlich desselben fort. Sie trennen hier eine tiefere Hauptdolomitterrasse von der aus Mendeldolomit bestehenden Hauptmasse des Berges ab. Auf der Höhe der Terrasse und in den nördlich folgenden Runsen sind sie mehrfach gut aufgeschlossen; sie bestehen aus einem rot verwitternden Eruptivgestein, rotem und grünem Letten, dünnplattigen und streifigen roten und graubraunen Dolomiten. Ihre Lagerung ist hier vorwiegend saiger, während der Mendeldolomit, der die höheren Berghänge bildet, steil Ost fällt. Gegen Norden verschmälert sich der Hauptdolomit immer mehr, bis schließlich, in einer Waldrunse gut aufgeschlossen, die Raibler direkt an die Scaglia stoßen und dann selbst von ihr abgeschnitten werden, so daß dann der Mendeldolomit mit ihr zur Berührung kommt — ein Verhältnis, das wir auf der ganzen Strecke von Salobbi bisher schon kennen gelernt haben.

Vom Kirchlein S. Chiatar bei Cles sieht man nördlich des Noce eine deutliche Diskordanz zwischen Scaglia und Hauptdolomit. Dieser fällt an dem Felsen, der die Ruine trägt, flach gegen Osten, die Scaglia dagegen merklich steiler. Der unmittelbare Kontakt scheint zwar nicht aufgeschlossen, doch zieht die Grenze ungefähr saiger den Hang hinauf. Höher oben bei Revò ist in der Scaglia wieder eine gegen Osten überkippte Antiklinale sichtbar.

So erreicht die Linie den Noce.

[1]) Das Fallen ist nur aus einiger Entfernung gut wahrzunehmen, aber auch in der Nähe durch die Streifung des Dolomits vollkommen einwandfrei sicherzustellen.

2. Der Abschnitt südlich des Noce.

Die Verhältnisse des nördlichen Noceufers finden ihr Spiegelbild auf dem südlichen Ufer. In der Schlucht fällt der Hauptdolomit mittelsteil SO, während die Scaglia nur durch schmale, von Humus bedeckte Rinnen getrennt, saiger steht. Die Grenze zieht steil bis zur Straße hinauf. Hier fällt die Scaglia, deren Fallen durch Clivage häufig undeutlich geworden ist, sehr steil gegen Westen unter den Hauptdolomit, der anscheinend diskordant in flacherer Lagerung dagegen stößt. Mit der Entfernung vom Kontakt dreht sich die Scaglia zu etwas flacherem SO-Fallen, nach einer Aufschlußlücke folgt saiger stehender Tuff (?)-Sandstein des Eocäns.

An der Vergondola (nördlich Cles) stellt sich eine überraschende Veränderung ein: die Scaglia steigt hier allmählich auf den Hauptdolomit hinauf und fällt von ihm gegen SO ab. Ein wenig höher fällt sie plötzlich wieder steil gegen Westen (Umbiegung nicht sichtbar), der Hauptdolomit stößt in flacher Lagerung diskordant an sie, aber sehr bald wölbt sich die Scaglia neuerdings über den Hauptdolomit, unter Zwischenschaltung einer schmalen Lage eines hellgrauen oolithischen Kalkes. Durch dieses Uebergreifen erklärt sich auch zum Teil das scheinbare OW-Streichen der Scaglia in dieser Region.

Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß hier die Scaglia transgressiv auf dem Dolomit liegt. Freilich fehlen hier wie in der Noceschlucht und auch sonst überall an unserer Linie alle Spuren einer Transgression, wie altes Relief, Konglomerate oder sonst eine lithologische Veränderung in der Scaglia. Aber auch wo die Scaglia fern von jeder Störung, ganz sicher transgressiv auf dem Hauptdolomit liegt, zum Beispiel bei Fondo etc., sind die Kontaktverhältnisse nicht anders.

Nördlich Mechel fällt die Scaglia immer noch von der Trias gegen Osten ab. Beim alten Steinbruch der Karte (südlich eines kleinen Tälchens) ist zwischen beide Jura eingeschaltet. Zu tiefst aufgeschlossen sind gelblichweißliche dickbankige Kalke von majolikaähnlichem Aussehen; darüber liegen schwärzliche Hornsteinmergel, dann eine sehr auffallende Hornsteinbrekzie (große, anscheinend gerollte Trümmer von Hornstein und bunte Kalke in einem Zement von letzterem (vgl. auch Schwinner Verh. d. Geol. R.-A. 1917); diesem eingeschaltet eine schmale Lage von roten Schiefern, die ganz scagliaähnlich aussehen. Auf der Nordseite des Tälchens folgt etwas hellerer und rötlicher Kalk ohne deutliche Schichtung, dann nach einer Verrollung, an einem Wege gut aufgeschlossen, die flach gegen Osten fallende Scaglia. — Steigt man dem Tälchen entlang gegen Mechel hinab, so findet man auf seiner Südseite die Scaglia mit OW-Streichen sehr steil gegen die rötlichen Kalke einfallend, welche auch hier kein erkennbares Fallen zeigen; weiter gegen Osten (auf der Nordseite des Tälchens aufgeschlossen) schwankt sie um die Saigerstellung und fällt dann bei NO-Streichen gegen SO.

Weiter südlich fehlen Begehungen, nach Vaceks Karte scheint sie weiterhin O zu fallen, dann kommt eine große Verschüttung (?) und dann schließt sich das von Schwinner untersuchte Gebiet der „Vorfalte" bei Spormaggiore an.

3. Der Abschnitt nördlich der Etsch.

Das Profil der Naifschlucht ist zuletzt von Sander beschrieben worden, dessen kurze Angaben ich vollauf bestätigen kann. Bei Schloß Goyen trifft man den ersten Tonalit; die zahlreichen Klüfte fallen meist steil gegen NW, dagegen stehen die länglichen geschwänzten Biotitschlieren auffallenderweise saiger.

Talaufwärts nimmt die Zertrümmerung des Tonalits zu, die Klüfte sind an keine Richtung mehr gebunden. Durch eine kurze, senkrecht am Hang hinaufziehende Verrollungszone getrennt, erscheint unter Vernaun der Quarzphyllit; er ist gefältelt, fällt aber im ganzen steil gegen SO und wird von einem dunkelgrünen saigeren Gang diskordant durchbrochen. Talaufwärts folgt wieder eine gewaltige Tonalitverrollung[1]. Darin, in den Weingärten unter dem Vernaunhof ein isoliertes Vorkommen von Quarzporphyr, in der umzäumten Waldparzelle ein quarzitisches grünliches Gestein (= zerquetschter Tonalit?). Nun wieder Phyllit, der stark S-förmig gefältelt ist (und auch prächtige windschiefe Falten mit Wechsel von NO- zu NW-Streichen vollführt), im ganzen aber gegen SO fällt. Darauf liegt vollständig konkordant ein grünes sandig-glimmeriges Gestein mit einzelnen roten Feldspaten, also ein Porphyrderivat; auch auf der östlichen Talseite trifft man gegenüber Goyen und unter der Labersburg an der Basis des roten Porphyrs dichte grüne Lagen, die wie Melaphyr aussehen (vgl. den Trostburgmelaphyr!), aber vermutlich ebenso ein Basaltuff sind, wie die Gesteine oberhalb Vernaun. Ob man diesen Tuff, wie Sander tut, schon dem Verrucano zurechnen darf, möchte ich bezweifeln. Die echten Quarzkonglomerate des Verrucano trifft man hie und da als Bestandteil der reichlichen Schutthalden, ein Beweis, daß er irgendwo unter ihnen verborgen anstehen muß. Im Bachbett folgt auf den Tuffsandstein roter Porphyr, auf dessen westlichem Rand Alfreid steht. Der Kontakt gegen den Tonalit ist verrollt, der basale Tuff scheint zu fehlen, denn auf dem Fahrweg vor Erreichung des Hofes sieht man eine kleine Verdopplung von Phyllit und Porphyr[2]. Gegen den Gsteirerhof tritt der Porphyr als flach gegen Osten fallende Mulde nahe an den Tonalit heran, ohne daß jedoch der Kontakt aufgeschlossen wäre. Am Innenrand des Tonalits trifft man an dem gegen Florerhof führenden Weg häufig Aplitgänge und grüne dichte Lagen (mylonitisch?).

Nun fehlen die Begehungen. Nach Sander bis Pens steilstehender Phyllit, der mitunter unter den Tonalit einfällt (p. 730). Doch ist stellenweise noch die aplitische Randfazies des Tonalits erhalten, also Dislokation nicht groß (p. 729, Leisenalp). Weiterer Verlauf jenseits von Pens fraglich.

[1]) Die massenhaften Tonalitblöcke hier haben wohl Fuchs veranlaßt, auf seiner Umgebungskarte von Meran hier zwei ineinandergreifende Zungen von Tonalit und Phyllit zu zeichnen.

[2]) Ueber Phyllit bergein fallender Porphyr, darüber noch Phyllit, der talwärts fällt und senkrecht anstößt an schichtungslosen Porphyr.

Rückblick.

Als ein hervorstechendes Merkmal unserer Dislokation kann man bezeichnen, daß sie aus mehreren sich im Streichen ablösenden Einzeldislokationen besteht: so nimmt die Naiflinie, die sich vom Pensertal bis zum Gampenjoch verfolgen läßt, südlich allmählich vollständige Schichtfolge an und wird abgelöst durch die Cleser Linie, diese wieder wahrscheinlich durch die kleinen Störungen der Brenta-„Vorfalte" bei Molveno und diese durch die Störungen von Ballino. Freilich sind diese Verhältnisse südlich von Cles im Detail noch nicht vollständig geklärt. Es kommt hier auch die Clamer Ueberschiebung in Betracht, welche Schwinner gegen Norden nur bis zum Mte. Rocca verfolgt hat. Ihre Richtung hier würde, entsprechend verlängert, bald die Grenze von Trias und Scaglia-Eocän südlich Mechel treffen und könnte von da ab mit der Cleser Linie zusammenfließen. Doch ist das wenig wahrscheinlich wegen des verschiedenen Charakters beider Störungen. Die Clamer Ueberschiebung dürfte sich gegen Norden in der Rhät-Hauptdolomitmasse der Brenta ebenso totlaufen wie das weiter innen die Forcolettalinie zu tun scheint. Dagegen haben die kleinen Falten und Ueberschiebungen der „Vorfalte" ganz ähnlichen Charakter wie die beiden Scagliamulden bei Castelfondo. Ob diese Störungen südlich des Molvenosees nicht durch eine neue vikarierende Linie ersetzt werden, hat sich Schwinner gefragt, wenn auch nicht für wahrscheinlich erklärt. Ueber den Anschluß des Störungsbündels von Ballino (Manuskriptprofile von Schwinner) ist gleichfalls noch nichts Näheres bekannt. — Wenn ich diese Zone als Nonsberger Störungsbündel bezeichnet habe, so geschieht dies, weil der Nonsberg der größte einheitliche Talzug ist, dessen Verlauf sie eine große Strecke weit begleitet.

Aus diesem Vikarieren läßt sich jedenfalls mit Sicherheit schließen, daß hier keine große Deckengrenze vorliegt. Damit harmoniert trefflich die schon von Schwinner (Mitt. d. Geol. Ges., Wien 1913, p. 212) aus Anlaß dieser Frage hervorgehobene „kleinliche" Tektonik der Brenta-Vorfalte, schließlich auch die Auflösung der Störung in liegende Falten (Vergondola, Mte. nuovo). Die beiden großen tektonischen Einheiten, welche unser Störungsbündel trennt — Brenta–Laugenspitz–Iffinger einerseits, Möltener Plateau–Mendel–Paganella anderseits — sind parautochthone Nachbarn. Dasselbe lehrt eine Betrachtung der Fazies. So auffällig auch beide Gruppen in typischer Ausbildung kontrastieren (lombardische Entwicklung im Westen, judicarisch-venetianische im Osten), so scheinen doch gewisse Faziesgrenzen quer über die Nonsberger Dislokation zu ziehen. Das Rhät, so mächtig in der Brenta entwickelt, tritt (nach Vaceks Karte) am Toblinosee in den Paganellazug ein, wo es weiter nördlich bekanntlich fehlt. Dafür ist es in der nördlichen Brenta (nach Vacek) und anscheinend auch in der Fortsetzung gegen Proveis hinauf ebenfalls unbekannt[1]). Aehnliches gilt für die Reduktion des Jura bei Cles (Brenta) oder in der Schlucht des Rivo Novella und Noce (Mendel-

[1]) Mindestens in der Entwicklung der Brenta.

zug); oder, mit anderen Worten gesagt, in beiden Fällen greift die Scaglia direkt auf den Hauptdolomit über. Nur an der Judicarienlinie folgt eine abwechselnde Ausbildung der Scaglia (und des Eocän) dem Streichen, von Campiglio bis Proveis.

Die tektonische Natur unserer Linie ist nicht leicht zu charakterisieren. Die Naiflinie hat eine schwankende Erscheinungsform, indem im selben Profil diskordantes Abstoßen und konkordantes Anschmiegen stattfindet, und zwar abwechselnd bald oben, bald unten. Im Naiftal zum Beispiel stoßen die oberen Teile des Porphyrs mit dem Grödner Sandstein ebenso deutlich gegen den Tonalit ab, wie das bei Lana der liegende Porphyr und sein Grundkonglomerat tun. Umgekehrt dagegen hat im Naiftal der Phyllit die deutliche Tendenz, sich der Linie konkordant anzulagern, während dies bei Lana die Werfener Schiefer tun! Es ist, als ob der starre Porphyr nicht imstande wäre, es zu einer Falte zu bringen, während die plastischen Gesteine Werfener und Phyllit dies mehr oder weniger vollkommen vermögen. Am Gampenjoch ist das Streben des Mendeldolomits nach einer überkippten Mulde beinahe von Erfolg gekrönt und westlich Castelfondo löst sich die Störung bei vollständiger Schichtfolge in leichte Fältelungen auf. Jedenfalls sehen wir hier eine enge Verbindung mit der Faltung.

Noch viel deutlicher wird dies bei der Cleser Linie. Die Ueberschiebung nördlich des Mte. nuovo erscheint als Ausnahme, die große Falte dieses Berges und die Falten bei Vergondola als Regel. An letzterem Punkte bei Mechel und in der östlichen Castelfondo-Mulde scheint es, als ob der überstürzte (oder kürzere) Flügel der kleinen Antiklinale gerissen und der Hauptdolomit diskordant auf die tiefere Falte aufgeschoben, beziehungsweise in die Scaglia hineingestoßen wäre.

Aehnlich ist der Störungscharakter in der Vorfalte bei Molveno. Bei Ballino herrscht schuppenartige Ueberschiebung, die jedoch gleichfalls mit Fältelung im Vorfeld verbunden ist.

Ich kann also nicht daran zweifeln, daß Faltung bei der Entstehung des Nonsberger Störungsbündels eine entscheidende Rolle spielt; mag sein, daß dort, wo die Gesteine der Faltung nicht nachgeben konnten, bruchähnliche Erscheinungsformen entstehen. Die Faltungsrichtung ist dinarisch, präziser gesagt: judicarisch, das heißt gegen O und SO gerichtet. Verschiebungen im Streichen, wie sie Schwinner früher und auch neuerdings (V. d. R.-A. 1917, p. 162) vertritt, scheinen mir dagegen an Bedeutung zurückzutreten bis auf einzelne Zonen, wo richtiges Querstreichen (hier ungefähr O—W) Platz greift. Das ist aber an unserer Nonsberger Störung noch nicht sicher bekannt, wohl aber in der Umgebung (V. Pilastro, Fausior etc.).

Ein Durchkreuzen unseres Bündels durch solche O—W streichende Störungen ist gleichfalls nicht nachweisbar; ebensowenig für jene Linie Osol—S. Giacomo, welche Schwinner, dem Nocedurchbruch folgend, annimmt (V. d. R.-A. 1915, p. 138), wie für eine Verbindung der Störung V. Pilastro-Tajo mit den „Querstörungen“ des Mte. Pin (Folgner, V. d. R.-A. 1914). Die Störungen des Eocän bei Sanzeno und Revò sind nicht transversal, sondern hängen mit der Cleser Linie zusammen. Das Querstreichen des Mte. Pin ist nicht auf diesen Berg lokalisiert, sondern umfaßt das ganze kristalline Gebiet vom Tonale

bis zum Vintschgau, ist aber aufs Kristalline beschränkt, ohne die Judicarienlinie zu überschreiten[1]). Auch eine Verbindung von Clamer Ueberschiebung mit jener von V. Pilastro ist, obwohl das zwischenliegende Stück noch nicht genügend untersucht ist, unwahrscheinlich, wie auch Schwinner urteilt (V. d. R.-A. 1915); dagegen hat sich die von Schwinner (V. d. R.-A. 1915) vorausgesagte Einheitlichkeit des Brenta-Laugenspitzenzuges und ihr Aufschub auf die Nonsberger Mulde als Tatsache nachweisen lassen.

Sehr sonderbar ist an der Cleser Störung, daß die Scaglia auf den Hauptdolomit übergreift, ohne daß sich Spuren eines Konglomerates zeigen würden (die von Vacek, Erläuterungen zu Blatt Cles 1911, p. 96 erwähnte Basalbrekzie an der Vergondola habe ich nicht gefunden). Um so merkwürdiger, als ja an der benachbarten Judicarienlinie die Scaglia als sandiger Mergel und Konglomerat entwickelt ist[2]). (Siehe Textfigur!) Doch ist das Fehlen eines Konglomerates an Stellen, wo tektonische Einwirkung ausgeschlossen werden kann (zum Beispiel bei San Giustina oder in der Novellaschlucht), ebenfalls zu beobachten und daher als Tatsache hinzunehmen, die auf stratigraphischer Basis zu lösen ist.

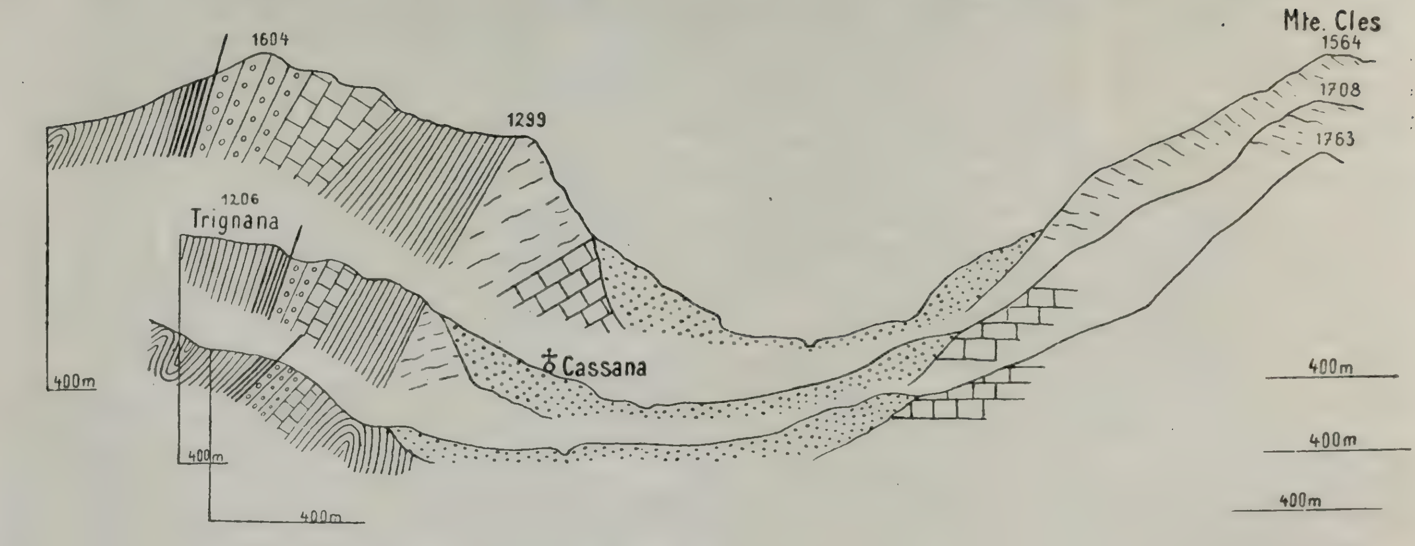
Hervorzuheben ist eine auffällige Gliederung quer zum Streichen; Schwinner hat sie bereits für die Brenta—Molveno-Region in einem Längsprofil dargestellt; es hat fast den Anschein, daß die Störungen der Vorfalte an der Stelle der größten Axialaufwölbung die größte Intensität erreichen würde (Andalo—Molveno; Schwinner führt dies allerdings auf die Stauwirkung des östlichen Widerlagers zurück; Mitt. d. Geol. Ges., Wien 1913, p. 209). Bei Cles folgt nun eine deutliche Einwalmung, gekennzeichnet durch das tiefe Herabsteigen der Scaglia am Mte. Peller. Und nun hebt sich die Achse des Brenta—Laugenspitzzuges ununterbrochen bis zum Iffinger, wo der Tonalit mit 2500 *m* noch von keinem Verrucano bedeckt ist (s. Längsprofil); auch die Scaglia der Nonsberger Mulde verschwindet durch Ausheben und nordöstlich des Naifpasses in 1900 *m* Höhe der Quarzporphyr.

Ueber die Fortsetzung der Naiflinie östlich von Pens ist nichts Näheres bekannt. Der Südrand des Tonalits wird hier von einem kontaktmetamorphen Quarzphyllitdach überwölbt. (Sander.) Also müßte die Linie entweder südlich davon im Quarzphyllit laufen oder ausklingen. Letzteres ist bei der bedeutenden Sprunghöhe westlich von Pens wenig wahrscheinlich. Es bliebe aber noch eine dritte Möglichkeit, nämlich eine Vereinigung mit der Judicarienlinie, welche den Tonalit im Westen und Norden begrenzt. Von der Brenta nach Norden sehen wir nämlich eine allmähliche Verschmälerung des Brenta—Laugenspitzzuges. Ist bei Cles auch das Ausbleiben des Jura und die Transgression der Scaglia daran beteiligt, so muß man doch

[1]) Vgl. auch Schwinner, V. d. R.-A. 1915.

[2]) Vaceks Liaskonglomerat, das jedoch nicht vorwiegend aus kristallinen Geröllen besteht, sondern aus Hornsteinen des obersten Jura (auch verschiedene graue Kalke und Oolithe des tieferen Jura und Rhät kommen vor). Es ist daher mindestens Scaglia. Schwinner, V. d. R.-A. 1917, p. 259, sieht darin hauptsächlich Eocän, doch erwähnt er auch Konglomerate aus der obersten Scaglia; jedenfalls sind die Konglomerate auch mit roten Mergeln verbunden.

Profile durch die Judicarienlinie westlich von Cles.



Zeichen-Erklärung:

Von links nach rechts: Gneis, Amphibolit, Judicarienlinie, konglomeratische Scaglia (P. 1604), kalkige Scaglia, schiefrige Scaglia, graue Kalke des Rhät (P. 1299, Mte. Cles), darunter Hauptdolomit.

Im Tal bei Cassana Schutt.

nördlich davon lediglich tektonische Gründe dafür verantwortlich machen. Schon am Mte. nuovo werden Hauptdolomit und Raibler Schichten an der Störung abgeschnitten und die Naiflinie beschneidet dadurch, daß sie westlich von der Cleser Linie einsetzt, neuerlich die Breite des Laugenspitzzuges. Noch um ein gut Stück schmäler ist dann seine Fortsetzung im Iffinger, und dieser erfährt gegen Pens eine fortwährende Verschmälerung, so daß bei Pens selbst der Tonalit fast auf Null reduziert ist — wobei allerdings auch die Schuttbedeckung des Tales mitspielen mag. Immerhin ist hier ein Berühren und Ineinanderfließen beider Dislokationen gut möglich, und die größere mechanische Intensität des Judicarien„bruches“ östlich von Pens würde mit dieser Auffassung gut harmonieren.

Diese Verhältnisse sind deshalb von besonderer Wichtigkeit, weil damit zum ersten Male ein Eindringen von judicarischen Strukturlinien in die Sarntaler Alpen nachgewiesen werden kann und somit eine Verbindung der beiden bisher getrennten Flügel von Schwinners „Bozener Einheiten“ (westliche Etschbucht — nördliche Dolomiten) wenigstens angebahnt erscheint. Je nachdem, welchen Weg nun die Nonsberger Störung östlich von Pens einschlägt, wird sich mehr Schwinners Parallele Brenta—Sexten oder eher Kossmats Andeutung Brenta—Lienz tektonisch als diskutabel herausstellen. Die letztere Gliederung ist allerdings nie vollständig wörtlich zu nehmen, indem auch im günstigsten Falle — wenn nämlich Nonsberger- und Judicarienlinie zusammenfließen — der Brenta—Iffingerzug eben im Sarntal sein tektonisches Ende erreicht und die östliche Fortsetzung seiner nördlichen Randdislokation nach den bisherigen Anschauungen südlich des Drauzuges zu suchen ist. (Gailtaler Linie.) Vielmehr hätten wir es hier mit einem weiteren jener merkwürdigen tektonischen Elemente zu tun, welche, von der italienischen Ebene in die Alpen hineinstreichend, hier spitzwinklig enden (sowie das lombardische Stück zwischen Tonalelinie und Judicarienlinie und das „insubrische“ Stück bei Lugano [1]). Jedenfalls liegt die Vilnösser Linie (vgl. Schwinners Tabelle in Mitt. d. Geol. Ges., Wien 1913) bereits weit südlich einer möglichen Fortsetzung der Nonsberger Störung. Eher schiene mir die Paganellalinie Folgners in diese Richtung zu weisen, wenn sie sich — wie auch Vacek vermutet hat — durch die Kalterer Senke gegen Norden festsetzt. Dabei ist aber festzuhalten, daß die Villnösser Linie gegen Norden bewegt und daher nicht so ohne weiteres mit den judicarisch gerichteten Schuppen zu parallelisieren ist!

Immerhin bleibt die Hoffnung, daß es bei weiteren Untersuchungen, auch mit Hilfe der subtilen Porphyrstratigraphie Wolffs gelingen möge, das bisher tektonisch unverdauliche Sarntaler Zwischenstück gefügig zu machen. Daß sich hier das Kristallin ebenso lebhaft an den Ueberschiebungen beteiligt wie an der Villnösser und Suganer Linie, ist bereits heute ersichtlich; eine gleiche Erscheinung läßt sich in den östlichen Venetianischen Alpen und auch in der Lombardei bisher nicht nachweisen (man vgl. die Schicksale der „camunischen“ Ueberschiebung).

[1]) Ob darin Schwinner, dem ich hier folge, im Recht ist, erscheint mir noch nicht ganz sicher.

Das Aflenzer Triasgebiet.

Von E. Spengler.

Mit einer geologischen Karte und fünf Profilen (Tafel Nr. IV).

Einleitung.

Das im folgenden beschriebene Gebiet umfaßt im wesentlichen den der Kalkzone angehörigen Teil der Südostsektion des Spezialkartenblattes Eisenerz, Wildalpe und Aflenz. Im Süden wird das Gebiet begrenzt durch den Südrand der Kalkzone zwischen St. Ilgen und Turnau, im Osten durch die weit nach Norden vorspringende, aus Werfener Schiefern und Grauwackengesteinen bestehende „Bucht von Gollrad", im Norden durch die Antiklinalzone Buchberg—Seewiesen [1]), im Westen durch das St. Ilgner Tal zwischen Hotel „Bodenbauer" und St. Ilgen.

Die Literatur über dieses besonders in stratigraphischer Hinsicht sehr interessante Triasgebiet ist außerordentlich spärlich. Neben einigen Bemerkungen, die in D. Sturs „Geologie der Steiermark" [2]) enthalten sind, verdanken wir die ganze Kenntnis des Gebietes A. Bittner. Wie alle Gebiete, welche Bittner aufgenommen hat, ist auch dieses vorzüglich kartiert und die Neuaufnahme hat hier im allgemeinen nur unwesentliche Berichtigungen und Ergänzungen zu den kurzgefaßten, aber doch so inhaltsreichen Mitteilungen [3]) dieses vorzüglichen Aufnahmsgeologen geliefert.

Ich habe mich auch hauptsächlich deshalb entschlossen, hier eine vollständige Neubeschreibung des Aflenzer Triasgebietes folgen zu lassen, weil ich glaube, daß die in den äußerlich unscheinbaren Notizen Bittners enthaltenen Beobachtungen über dieses Gebiet in ihrer wahren Bedeutung für den Bau der Ostalpen bisher nicht gewürdigt wurden — was wohl zum Teil darin begründet ist, daß Bittners Mitteilungen nicht durch Karten und Profile erläutert

[1]) E. Spengler, Zur Stratigraphie und Tektonik der Hochschwabgruppe. Verhandl. der Geol. Staatsanstalt 1920, p. 57.

[2]) D. Stur, Geologie der Steiermark, p. 344—348.

[3]) A. Bittner, Neue Petrefaktenfunde im Werfener Schiefer der Nordostalpen. (Verhandl. der Geol. Reichsanstalt 1886, p. 388.) — Aus dem Gebiete der Ennstaler Kalkalpen und des Hochschwab. (Verhandl der Geol. Reichsanstalt 1887, p. 89.) — Entwicklung der Trias bei Aflenz. (Verhandl. der Geol. Reichsanstalt 1888, p. 248.) — Aus dem Gebiete des Hochschwab und der nördlich angrenzenden Gebirgsketten. (Verhandl. der Geol. Reichsanstalt 1890, p. 299.)

werden — und weil ich es ferner für nötig halte, die Bittnersche Auffassung gegenüber dem von L. Kober[1]) im Sinne der Deckentheorie vorgenommenen Umdeutungsversuch in Schutz zu nehmen.

Das oben abgegrenzte Gebiet ist vor allem dadurch hoch interessant, daß es nur wenige Stellen im gesamten Bereiche der Ostalpen geben wird, an denen ein bedeutsamer Faziesübergang in gut aufgeschlossenem Terrain so klar und ungestört durch Dislokationen zu beobachten ist wie hier. Es wird daher die Stratigraphie des Gebietes eine ausführlichere Darstellung erfahren müssen, während die relativ einfache Tektonik in knapperer Form behandelt werden kann.

I. Stratigraphie.

Im südöstlichen Teile der Hochschwabgruppe können wir zwei voneinander sehr stark abweichende Entwicklungsgebiete der Trias unterscheiden, die wir als das Aflenzer und das Riffaziesgebiet[2]) bezeichnen. Als Grenze zwischen diesen beiden Faziesgebieten können wir im allgemeinen eine gerade Linie annehmen, die die südwestliche mit der nordöstlichen Ecke der beiliegenden geologischen Karte (Tafel IV) verbindet, so daß der Aflenzer Fazies der südöstliche, der Riffazies die nordwestliche Hälfte des Gebietes zufällt.

Der gemeinsame Unterbau beider Faziesgebiete wird durch Werfener Schiefer gebildet, erst an deren Obergrenze beginnt die fazielle Differenzierung. Die Werfener Schiefer sind in dem ganzen Gebiete östlich der Fölz weitaus vorherrschend in der Form hellgrüner, glimmerreicher Schiefer entwickelt, während westlich dieses Tales die viollettrote Varietät vorherrscht. Graugefärbte Schiefer sind sehr selten. Stellenweise treten etwas mächtigere Bänke von feinkörnigem Sandstein zwischen den Schieferlagen auf, welche bisweilen feinverteilten Eisenglanz führen, so zum Beispiel am sogenannten „Jauringer Brand“ zwischen Bürger- und Jauringgraben.

An der Basis des ganzen Komplexes finden sich an einigen Stellen in einer meist nur wenige Meter betragenden Mächtigkeit meist rotviolett gefärbte verrucanoartige Konglomerate und Breccien. Als Komponenten treten vorwiegend höchstens erbsengroße, eckige, weiße Quarze auf, ferner serizitische Phyllite, welche denen der unterlagernden Blasseneckserie gleichen, grünliche Quarzite, welche von denen südlich Thörl und am Mitterberge südöstlich Aflenz anstehenden nicht zu unterscheiden sind, endlich schwarze silurische (?) Kieselschiefer, deren Anstehen mir in der Nähe

---

[1]) L. Kober, Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. Denkschriften der Wiener Akad. der Wissensch. LXXXVIII. Bd. (1912).

[2]) Ich möchte diese Fazies als Riffazies bezeichnen, da sie fast ausschließlich aus Riffkalken, bzw. dolomitisierten Riffkalken (ungeschichtetem Ramsaudolomit und Hauptdolomit) besteht. Die Kobersche Bezeichnung „hochalpin“ scheint mir weniger passend, da in diesen Begriff auch die geschichteten Dachsteinkalke (Hochtor im Gesäuse, Dachstein) fallen.

nicht bekannt ist. Besonders deutlich ist der Verrucano zu beiden Seiten des St. Ilgner Tales entwickelt: am Ostgrat des (bereits außerhalb der Karte) südlich von St. Ilgen gelegenen Alpspitzes sowie in einem langen, schmalen Zuge, der sich von St. Ilgen bis auf die Nordseite des Rustecks verfolgen läßt. Weiter gegen Osten wird das Auftreten des Verrucano viel spärlicher: Im Fölztal gegenüber vom Haug (Profil I), am linken Ufer des Feistringgrabens oberhalb Punkt 765, wo das Gestein durch die beginnende Metamorphose und stärkere Schieferung den petrographischen Charakter des Verrucano bei Gloggnitz [1]) annimmt und endlich in Spuren östlich der Göriacher Alm (auf der Karte nicht eingetragen).

Eine viel größere Bedeutung erlangt der Verrucano auf dem Nachbarblatte Mürzzuschlag [2]).

Die Werfener Schiefer sind am Südabhang der Hochschwabgruppe relativ fossilreich. In der Sammlung der Geolog. Staatsanstalt befinden sich:

Pseudomonotis Clarai Emmr. (Fölzgraben).

Naticella costata Mstr. (Bürgergraben, Hainzler südwestlich vom Bodenbauer).

Ich selbst fand:

Myacites (*Anodontophora*) *fassaensis Wissm.* in einem grünlichen, glimmerreichen Schiefer an der Straße Au—Göriach und

Myacites (*Anodontophora*) *cf. Canalensis Cat.* in einem roten, glimmerigen Sandstein beim „Pyrer“ am Wege von Aflenz zur Bürgeralpe.

Wie bereits Bittner [3]) hervorhebt, ist der oberste Teil der Werfener Schichten kalkig entwickelt. Es treten entweder, wie zum Beispiel im untersten Eisentale, am Abhang des Reudelsteins bei Buchberg, im Profil II (Tafel IV) zwischen Jauring- und Feistringgraben meist rotviolett gefärbte, crinoidenreiche Oolithkalke auf, welche — wie Stücke im Museum der Geolog. Staatsanstalt zeigen — Myophorien und Naticellen führen und den Gastropoden-Oolithen der Südalpen entsprechen [4]), oder dunkelgraue Kalke (zum Beispiel im Bürgeralpenprofil am Kamm der Pyrer Alpe, 200 *m* nördlich des Punktes 1158), welche am Ostufer des Grünsees [5]) bei Au mit violettroten Schiefern wechsellagern. Petrographisch schließen sich diese Kalke schon mehr den Gesteinen der anisischen Stufe an, erweisen sich aber durch das Vorkommen von

Naticella costata Mstr. (Sammlung Geol. Staatsanstalt) noch als ein Schichtglied der skythischen Stufe.

[1]) H. Mohr, Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel. Mitt. der Geolog. Gesellschaft in Wien 1910, p. 116, 117.

[2]) G. Geyer, Beiträge zur Geologie der Mürztaler Kalkalpen und des Wiener Schneeberges. Jahrb. der Geol. Reichsanstalt 1889, p. 736.

[3]) A. Bittner, Verhandl. der Geol. Reichsanstalt 1888, p. 248.

[4]) A. Bittner, Neue Petrefaktenfunde im Werfener Schiefer der Nordostalpen. Verhandl. der Geol. Reichsanstalt 1886, p. 388.

[5]) Der südliche der beiden Seen im Seegraben zwischen E.-St. Au—Seewiesen und Dorf Seewiesen.

Ein weiteres Merkmal des höheren Teiles der Werfener Schiefer ist das Vorkommen von Gips. Am ausgedehntesten sind die bereits von Stur[1]) beschriebenen Vorkommnisse von Gips im Seetale westlich von Seewiesen. Der weiße, rötliche oder grünliche kristalline Gips wird hier in zwei an der Südseite und einem an der Nordseite des Seetales gelegenen Steinbrüchen abgebaut; in dem größeren (östlichen) Bruch an der Südseite dürfte der Gips eine Mächtigkeit von 20—30 *m* erreichen und wird noch durch eine dünne Lage Werfener Schiefer von dem überlagernden Ramsaudolomit getrennt. Daß sich aber der Gips unter dem Talschutt noch weit nach Westen erstreckt, zeigen die zahlreichen Gipstrichter, die sich mehr als 2 *km* weit im Seetale oberhalb Seewiesen verfolgen lassen. Ein viel kleineres Gipsvorkommen fand ich am Südgehänge des Ilgner Alpels auf.

Die Gesamtmächtigkeit der Werfener Schiefer beträgt etwa 500 *m*.

Da mit der Obergrenze der Werfener Schiefer die fazielle Differenzierung einsetzt, müssen die höheren Stufen der Trias in den beiden Faziesgebieten getrennt besprochen werden. Wir beginnen mit der für den südöstlichen Teil des Gebietes charakteristischen

Aflenzer Fazies.

Die eigentümlichen Charaktere der Aflenzer Fazies hat bereits Bittner in voller Schärfe erkannt, der Name aber rührt erst von Böse[2]) her.

Das am leichtesten zugängliche und eines der typischesten Profile der Aflenzer Entwicklung ist dasjenige von Aflenz auf die Bürgeralpe, welches bereits Bittner[3]) beschrieben hat. Wir treffen hier folgende Schichtglieder:

1. Dunkelgraue, zum Teil brekziöse Dolomite, deren unterster Teil bisweilen durch dunkelgraue wohlgeschichtete Kalke vertreten ist und welche zweifellos wie überall in den Nordalpen der anisischen Stufe entsprechen. Mächtigkeit etwa 150 *m*.

2. Gegen oben gehen diese dunklen Dolomite ohne scharfe Grenze in weiße, zuckerkörnige, löcherige Dolomite über, welche petrographisch vollkommen dem Ramsaudolomit der Riffzone gleichen und sich von diesem nur durch die viel geringere, höchstens 100 *m* erreichende Mächtigkeit unterscheiden.

3. Darüber liegen graue, dünnplattige, hin und wieder hornsteinführende knollige und flaserige Kalke, welche Bittner mit dem südalpinen „Bernoccoluto" vergleicht. Näher liegt es, diese Kalke als eine Andeutung von Reiflinger Kalk aufzufassen, welcher am Südrande der Kalkalpen nicht selten auftritt[4]).

---

[1]) D. Stur, Geologie der Steiermark, p. 345.

[2]) E. Böse, Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias. II. Die Faziesbezirke der Trias in den Nordalpen. Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellsch. 1898, p. 695—761.

[3]) A. Bittner, Entwicklung der Trias bei Aflenz. (Verh. 1888, p. 248).

[4]) Vgl. z. B. E. Fugger, Das Tennengebirge. Jahrb. der Geol. Reichsanstalt 1914, p. 433.

4. Darüber trifft man (am Bürgeralpenwege allerdings schlecht aufgeschlossen und in verhältnismäßig geringer Mächtigkeit) helle, massige, bisweilen etwas dolomitische Kalke, meist von weißer, seltener von rötlicher Farbe, welche sich am besten mit den „Wettersteinkalken“ des von Geyer[1]), Kober[2]) und Ampferer[3]) beschriebenen Geiersteinprofiles auf der Südseite des Gahnsplateaus vergleichen lassen. 3 und 4 erreichen am Bürgeralpenwege eine Mächtigkeit von zusammen etwa 60 *m*, 2, 3 und 4 halte ich für Vertreter der ladinischen Stufe; von 3 hat bereits Böse[4]) die Zugehörigkeit zur ladinischen Stufe vermutet.

5. Darüber folgt nun, der karnischen Stufe entsprechend, eine Wechsellagerung von schwarzen Reingrabener Schiefern mit gleichfalls schwarzen, wohlgeschichteten, zum Teil etwas dolomitischen Kalken. Wie bereits Bittner erkannt hat, können wir drei Schieferniveaus unterscheiden, welche durch zwei Kalklagen, die wir mit Bittner als die untere und obere Zwischenkalkmasse bezeichnen wollen, getrennt sind. Aus dem untersten Reingrabener Schieferband (am Bürgeralpenweg in etwa 1300 *m* Höhe) erwähnt Bittner

Halobia rugosa Gümb. (Sammlung Geol. Staatsanstalt),

welche sich sowohl am Fahrwege von Aflenz auf die Bürgeralpe als auch an mehreren Stellen des fast stets auf diesem Schieferbande horizontal in etwa 1250 *m* Seehöhe durch das Gesenke zum Eisental führenden Wege gefunden hat.

Das mittlere Schieferband (am Bürgeralpenweg in etwa 1340 *m* Höhe) ist stets am undeutlichsten entwickelt und hat sich bisher als fossilfrei erwiesen.

Hingegen ist das oberste Schieferniveau, welches bei der 1390 *m* hoch gelegenen starken Quelle unterhalb der „Neun Reihen“ am Bürgeralpenwege aufgeschlossen ist, das fossilreichste.

Bittner[5]) beschreibt als häufigstes Fossil

Cuspidaria alpis civicae Bittn.

aus dem Bürger- und Feistringgraben. Besonders an letzterer Lokalität (am linken Ufer beim großen „G“ von „Feistring Gr. u. B.“ der Spezialkarte) ist das Fossil auch heute noch sehr häufig zu finden. Außerdem erwähnt Bittner:

Halobia cf. austriaca Mojs.[6])
Posidonomya sp.[7])

---

[1]) G. Geyer, Jahrb. der Geol. Reichsanstalt 1889, p. 716, Profil 16.

[2]) L. Kober, Ueber die Tektonik der südl. Vorlagen des Schneeberges und der Rax. Mitteil. der Geolog. Gesellsch. in Wien 1909.

[3]) O. Ampferer, Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. Denkschr. der Wiener Akademie der Wissenschaften 1918 (96. Bd.), p. 11, Fig. 15.

[4]) E. Böse, l. c., p. 705.

[5]) A. Bittner, Die Lamellibranchiaten der alpinen Trias. (Abhandl. der Geol. Reichsanstalt, Bd. XVIII, p. 5, Taf. I, Fig. 1–9.)

[6]) A. Bittner, Verhandl. der Geol. Reichsanstalt 1890, p. 300.

[7]) A. Bittner, Verhandl. der Geol. Reichsanstalt 1888, p. 249.

Spiriferina gregaria Sueß[1])
Spirigera Hofmanni Bittn.[1])

Die dunklen Kalke der Zwischenkalkmassen lassen sich am besten mit den von D. Stur aus der Gegend von Hieflau beschriebenen Wandaukalken[2]) vergleichen.

Die Gesamtmächtigkeit des zweifellos die karnische Stufe vertretenden Schichtkomplexes fünf beträgt 250—300 *m*.

6. Ueber dem obersten Schieferband liegt ein geringmächtiges Band dunklen Dolomites, und über diesen folgen in sehr großer Mächtigkeit dunkle, meist schwarze, wohlgeschichtete Kalke, welche die auffallenden Felswände („Neun Reihen") zusammensetzen, die den Rand des Bürgeralmplateaus gegen das Aflenzer Tal bilden und sich weiter bis auf den Gipfel der Schönleiten (1810 *m*)[3]) verfolgen lassen. Während die Wände der „Neun Reihen" noch hornsteinfrei sind, treten in den höheren Lagen des Kalkes bis zum Schönleitengipfel massenhaft bis kopfgroße Hornsteinknollen auf.

Für diese dunklen Kalke, welche Bittner auf seiner nur handkoloriert vorliegenden Originalaufnahme als „Dachsteinkalk der Aflenzer Entwicklung" bezeichnet hat, möchte ich den kürzeren Namen „Aflenzer Kalk" vorschlagen, da das Gestein mit dem typischen Dachsteinkalk, wie er etwa in der Umgebung des Hallstätter Sees auftritt, gar keine petrographische Aehnlichkeit besitzt. Wie bereits Bittner[4]) hervorgehoben hat, gleichen die Aflenzer Kalke vollständig den von Geyer[5]) aus der Gegend von Mürzsteg beschriebenen „Zlambachkalken" und müssen wie diese in die norische Stufe gestellt werden. Auch haben sie wie diese

Halorella pedata Bronn.

geliefert[6]).

Die ursprüngliche Mächtigkeit der Aflenzer Kalke läßt sich nicht angeben, da sie nirgends bis zu ihrer Obergrenze erhalten sind; doch sind sie an den Gehängen des Feistring- und Seegrabens, selbst wenn man auf ihre intensive Faltung Rücksicht nimmt, in einer Mächtigkeit von mindestens 500—6 0 *m* erhalten geblieben.

Das stratigraphische Profil der Aflenzer Entwicklung läßt sich nun mit im wesentlichen gleichbleibenden Charakteren nach Osten bis an die Ostseite des Hochangers verfolgen. (Profil II, III, V.) Nur an den Südabhängen des Schließling erscheint das Profil durch tektonische Vorgänge gestört und zum Teil durch junge Gehängebreccien verhüllt, wie später ausgeführt werden wird (Profil IV).

---

[1]) A. Bittner, Brachiopoden der alpinen Trias. (Abhandl der Geol. Reichsanstalt, XIV, p. 146, 147.)

[2]) D. Stur, Geologie der Steiermark, p. 246.

[3]) Die Bezeichnung „Windgrube", welche die Spezialkarte für den höchsten Gipfel des Bürgeralmplateaus anwendet, bezieht sich in Wirklichkeit auf eine etwa 300 *m* nordöstlich des Gipfels gelegene Doline. Der Gipfel selbst ist allgemein unter dem Namen „Schönleiten" bekannt.

[4]) A. Bittner. Verhandl. der Geol. Reichsanstalt, 1888. p. 249—251.

[5]) G. Geyer, Jahrb. der Geol. Reichsanstalt, 1889, p. 739.

[6]) A. Bittner, Brachiopoden der alpinen Trias. Abhandl. der Geol. Reichsanstalt XIV, p. 183.

Dadurch erscheinen sämtliche zwischen dem anisischen Dolomit und dem Aflenzer Kalk gelegenen Schichtgruppen hier stellenweise unterbrochen.

Zur Stratigraphie der Aflenzer Serie östlich des Bürgeralpenprofiles sei nur folgendes bemerkt:

1. Die dunklen, anisischen Dolomite bleiben sich in ihrem Aussehen auf der ganzen Strecke von Aflenz bis zu den gegen den Brückler Graben abstürzenden Ostabhängen des Hochangers vollkommen gleich.

2. Der helle, zuckerkörnige Ramsaudolomit läßt sich vom Bürgeralpenweg ununterbrochen bis in den Feistringgraben verfolgen, ist ferner an den Südostgehängen des Schießling aufgeschlossen, fehlt aber im Seegrabenprofil zwischen Au und Seewiesen. Hingegen erscheint er neuerdings in ganz typischer Form am Hochanger-Westweg[1]), wo er durch gelbliche Färbung und rauhe Beschaffenheit auffallende, niedrige Wandeln am Fuße der mächtigeren, aus dem Wettersteinkalk (4.) zusammengesetzte Wände bildet. Er überschreitet, sehr deutlich aufgeschlossen, 800 *m* südlich des Hörsterkogels den Grat, ist auch an der Südseite um den P. 1388 herum zu verfolgen und endlich auch noch am Hochanger-Ostweg erkennbar.

3. Die graue Knollenkalkbank (Reiflinger Kalk) tritt überall mit ganz gleichbleibendem petrographischem Charakter auf, fehlt aber im Seegrabenprofil (Profil IV); am Hochanger-Westweg ist sie jedoch wieder vorhanden.

4. Die „Wettersteinkalke“, die, wie oben erwähnt, am Bürgeralmweg nur sehr geringmächtig sind, schwellen östlich des Bürgergrabens bis zu einer Mächtigkeit von 150 *m* an und werden eines der am stärksten felsbildend auftretenden Elemente der ganzen Schichtfolge; „Am Stangel“ zwischen Bürger- und Jauringgraben setzen sie den beim großen „S“ aufragenden Felskopf, am Steinkogel zwischen Jauring- und Feistringgraben die Erhebung nördlich des P. 1200 zusammen. (Profil II) An der Straße von Au nach Seewiesen werden diese Kalke in einem am linken Ufer gelegenen Steinbruch unterhalb der Einmündung des Weittales abgebaut, von welchem eine sehr auffallende, mächtige Wandstufe über den Hochanger-Westweg zum P. 1388 emporzieht, der auch von denselben Kalken gebildet wird.

Die „Wettersteinkalke“ sind weitaus vorherrschend als schneeweiße, massige Kalke entwickelt, nur stellenweise treten rötliche[2]), ja pfirsichblütenrote und bräunliche Farbentöne oder wie zum Beispiel beim obenerwähnten Steinbruche im Seegraben, Schichtung auf. Eine gewisse petrographische Aehnlichkeit mit Hallstätter Kalken ist nicht zu verkennen, doch wäre es durchaus verfehlt, dieselben direkt als Hallstätter Kalk zu bezeichnen, da sie nach ihrer stratigraphischen Stellung zweifellos in die ladinische Stufe gehören, und ladinische Hallstätter Kalke wenigstens in den Nordalpen unbekannt sind.

---

[1]) Von Turnau aus führen zwei blau markierte Wege zum Hochanger, welche sich bei der Osternalm vereinigen, und von denen der eine westlich und der andere östlich unterhalb des Hörsterkogels verläuft. Ich bezeichne der Kürze halber diese Wege im folgenden als „Hochanger-Westweg“ und „Hochanger-Ostweg“.

[2]) Besonders am Hochanger-Ostweg.

5. Besonders erstaunlich ist es für einen Kenner alpiner Verhältnisse, daß sich auch der dreifache Wechsel von Kalk und Schiefer in der karnischen Stufe, von der Unterbrechung am Schießling-Südhang abgesehen (Profil IV), mit außerordentlicher Regelmäßigkeit vom Bürgeralpenweg bis zum Hochanger verfolgen läßt. Die Bemerkung Bittners[1]), „daß weiter östlich, schon im Feistringgraben, nur ein solches Mergelschieferniveau vorhanden zu sein scheint", kann ich nicht bestätigen, im Gegenteil, im Feistringgraben (Profil III) ist die dreifache Wiederholung der Schiefer ebenso klar ausgesprochen wie am Aufstiege zur Bürgeralpe, und auch am Hochanger, allerdings nicht mehr so deutlich[2]), erkennbar. Die drei Schieferniveaus bilden stets Flachstufen und Quellniveaus, die zwei Zwischenkalkmassen felsige Steilstufen. Besonders die obere Zwischenkalkmasse tritt stets als eine sehr auffallende, helle Felsmauer, die sich mit größter Regelmäßigkeit über Berg und Tal verfolgen läßt, auf. Den instruktivsten Anblick bietet der zwischen Bürger- und Jauringgraben gelegene Grat „Am Stangel", vom Bürgeralpenweg in etwa 1300 *m* Höhe aus gesehen, und der westlich des Feistringgrabens gelegene Trogriedel-Steinkogelgrat (Profil II) aus der Gegend des zweiten „n" des Wortes „Rannboden".

6. Der im höheren Teile Hornstein führende Aflenzer Kalk setzt auch östlich des Bürgeralpenweges die Hauptmasse der Aflenzer Trias zusammen. Er bildet die mächtigen „Stangelmäuer" am Südabfall des P. 1565, ist besonders schön im engen Feistringgraben (Profil III) zu studieren und tritt auch bei der Osternalm im Hochangergebiet noch ganz typisch auf. (Profil V.)

Auch der Südabhang des Ilgner Alpels zwischen Fölztal und St. Ilgner Tal zeigt noch Aflenzer Entwicklung. Am Südgrat dieses Berges liegt die Obergrenze der Werfener Schiefer in 1270 *m*; darüber folgen, schlecht aufgeschlossen, graue anisische Dolomite, über diesen, kleine, weiße Wandeln bildend, heller Ramsaudolomit, der gegen oben in weißen oder rötlichen Wettersteinkalk übergeht. Sehr schlecht sind die Aufschlüsse in der karnischen Stufe, besonders infolge der äußerst üppigen Grasvegetation und des Mangels an Fußsteigen; doch soviel läßt sich erkennen, daß bei der verlassenen Forizalpe ein schwaches Quellniveau bildende Reingrabener Schiefer, welche nach einem in der Sammlung der Geologischen Staatsanstalt liegenden Stück

Halobia rugosa Gümb.

geliefert haben und daher wohl das unterste Schieferniveau repräsentieren, am Gipfel Hornstein und Echinodermenreste führende, schwarze, karnische Kalke anstehen. Ob tatsächlich — wie auf meiner Karte eingezeichnet — nur ein Reingrabener Schieferniveau oder mehrere vorhanden sind, ist infolge des Aufschlußmangels nicht festzustellen.

---

[1]) A. Bittner, Verhandl. der Geol. Reichsanstalt, 1887, p. 92.

[2]) Am ungünstigsten sind die Aufschlüsse im Weittal an der Westseite der Hochangergruppe. Doch gelingt auch hier nach einigem Suchen der Nachweis der dreimaligen Wiederholung von Schiefern und Kalken.

Das Ilgner Hocheck westlich des Ilgner Tales zeigt bereits gar keine Anklänge mehr an die Aflenzer Fazies.

Verfolgen wir nun das stratigraphische Profil vom Bürgeralpenwege um die Westhänge des Bürgeralpenplateaus herum bis in die Gegend der „Endriegeln", so bemerken wir einen sich ziemlich rasch, aber ganz gesetzmäßig vollziehenden Uebergang aus der Aflenzer in die hochalpine Riff-Entwicklung, der sich dank der vortrefflichen Aufschlüsse Schritt für Schritt verfolgen läßt.

Bis zu der vom „B" von „Bürger" zum „ö" von „Fölzer Gr." der Spezialkarte hinabziehenden Kante bleibt die Aflenzer Fazies im allgemeinen unverändert; man bemerkt nur eine stärkere Dolomitisierung des ganzen Profiles und das Verschwinden der ladinischen Knollenkalkbank, so daß der Ramsaudolomit mit dem dolomitisierten Wettersteinkalk zu einer untrennbaren Masse verschmelzen, die ich bereits in ihrer Gesamtheit als Ramsaudolomit bezeichnet habe (Profil I). Die Entwicklung im Eisentale ist schon entschieden als

Uebergangsfazies

zu bezeichnen. Ueber den Werfener Schiefern, bzw. deren höchsten, kalkigen Bänken folgt:

1. Der dunkelgraue, anisische Dolomit, schon von der Ferne an der rauhen und dunklen Beschaffenheit der Felsen erkennbar, in einer Mächtigkeit von etwa 150 *m*.

2.—4. Darüber folgen, der ganzen ladinischen Stufe entsprechend, etwa 300 *m* mächtige, weiße Ramsaudolomite, welche die gewaltigen hellen Wände zusammensetzen, die die bis etwa 1100 *m* emporreichende Steilstufe des unteren Eisentales bilden. Der unterste Teil der Wände zeigt etwas kalkigen Dolomit und wurde daher auf der Karte mit kleinen Kreuzen bezeichnet.

5. Auch im Eisentale läßt die karnische Stufe drei Bänder von Reingrabener Schiefern erkennen, welche durch zwei Zwischenkalkmassen voneinander getrennt erscheinen. Das unterste Reingrabener Schieferband tritt im Eisentale als deutlicher Quellhorizont in 1150—1180 *m* Seehöhe auf und hat auch hier zahlreiche Exemplare von *Halobia rugosa* geliefert, in 1300 *m* folgt das auch hier schwächste, mittlere Schieferniveau, während die dritte Schieferlage, prächtig aufgeschlossen, von etwa 1360—1390 *m* Höhe hinaufreicht.

Wichtig aber ist, daß sich die beiden Zwischenkalkmassen des Eisentales von denen des Bürgeralpenprofiles nicht nur durch ihre größere Mächtigkeit, sondern auch dadurch unterscheiden, daß sich zwischen die dunklen Kalkbänke Dolomite und helle dolomitische Kalke einschalten[1]). In der unteren Zwischenkalkmasse sind es vorwiegend helle, fast weiße, etwas dolomitische Kalke, in der oberen dunkle schwere Dolomite vom Charakter der „Raibler Dolomite" der Salzburger Alpen.

---

[1]) Ich habe diese Erscheinung auf der Karte (Tafel IV) und Profil I dadurch zum Ausdrucke gebracht, daß ich die vertikalen Striche, welche die dunklen „Zwischenkalkmassen" der Aflenzer Fazies andeuten, allmählich in eine Punktsignatur übergehen ließ, welche „Dolomit" bedeutet.

6. Die Entwicklung der norischen Stufe des Eisentales unterscheidet sich von derjenigen des Bürgeralpenweges und der weiter östlich folgenden Profile nur dadurch, daß der tiefste Teil der Aflenzer Kalke in Dolomit umgewandelt ist. Diese Dolomitisierung ist schon an dem nächst der Bürgeralpe gelegenen Aussichtspunkt „Gretlhöhe“ [1]) zu beobachten, tritt aber noch deutlicher im Eisentale auf, wo die untersten unmittelbar dem dritten Schieferband aufliegenden Bänke noch ganz den Charakter des wohlgeschichteten, dunklen Raibler Dolomites aufweisen, während die höheren Lagen bereits typischer hellgrauer, kubisch abgesonderter Hauptdolomit sind (Profil I). Ueber dem Hauptdolomit folgt dann auch hier der dunkle, wohlgeschichtete, hornsteinführende Aflenzer Kalk der Schönleiten.

Verfolgen wir nun das Profil um den Achnerriegel herum in die Endriegeln hinein, so sehen wir, wie sämtliche anderen Gesteine gegenüber dem Dolomit allmählich zurücktreten und bald gänzlich verschwinden, während der Dolomit immer hellere Farben annimmt. Insbesondere läßt sich das Weiterstreichen der drei Reingrabener Schieferniveaus bis auf den Achnerriegel verfolgen, wo diese durch drei deutliche Flachstufen markiert sind; am mittleren Reingrabener Schieferband liegt der von der Gesenkhütte ins Endriegelgebiet hinein führende Fußsteig, auf dem obersten Band ein von der Bürgeralpe in horizontaler Richtung westlich um die Schönleiten herumführender Jagdsteig.

Jenseits des Achnerriegels keilen die beiden unteren Reingrabener Schieferniveaus zwischen hellen Dolomiten von Ramsaucharakter gänzlich aus, während sich das oberste Band, allerdings nur in Form gelblicher und dunkelgrauer Dolomite und dolomitischer Mergel, wie bereits Bittner [2]) bemerkt hat, noch ein beträchtliches Stück gegen die Endriegel hinein verfolgen läßt. Noch in der vom Schönleitengipfel westlich hinabziehenden Felsschlucht ist das dritte Schieferniveau durch ein grellgelb verfärbtes Band im Dolomit angedeutet. Noch tiefer drinnen verliert sich auch dieses, wir haben eine völlig ungegliederte, von der Oberkante der Werfener Schiefer bis in die norische Stufe reichende Dolomitmasse vor uns, wir sind in dem Riffaziesgebiet angelangt.

Aber auch in der norischen Stufe können wir eine Faziesänderung verfolgen. Während der Schönleitengipfel und der Lerchkogel noch typische, schwarze, hornsteinführende Aflenzer Kalke zeigen, beginnt schon 500 *m* nördlich des ersteren, wie die großartigen Westabstürze des Schönleitenplateaus mit unübertrefflicher Klarheit erkennen lassen, die Schichtung allmählich auszulassen; wohlgeschichtete Wandpartien gehen durch solche, in welchen die Schichtung nur stellenweise angedeutet erscheint, in schichtungslosen Riffkalk über (Profil I). An der Stelle, wo sich das Schönleitenplateau südwestlich vom Höchstein (P. 1724) zu einem Grat verschmälert, hat man bereits typischen Hochgebirgsriffkalk vor sich — wir sind auch hier ins Riffaziesgebiet gelangt.

---

[1]) Beim „ü“ von „Bürger“ der Spezialkarte.

[2]) A. Bittner, Verh. der Geol. Reichsanstalt, 1888, p. 250.

Der eben geschilderte Faziesübergang aus der Aflenzer- in die Riffentwicklung ist in ganz analoger Weise wie in den Westabstürzen des Bürgeralpenplateaus auch in mehreren weiter östlich gelegenen Profilen zu beobachten. Ungeeignet hierzu ist nur das Profil des Feistringgrabens (Profil III), da sich hier der Faziesübergang in der Tiefe, unterhalb des Denudationsniveaus vollzieht. Man ist daher sehr überrascht, wenn man bei einer Durchschreitung des Feistringergrabens im Südflügel der mächtigen Synklinale, welche die Triasgesteine hier bilden, die typische Aflenzer Entwicklung, im Nordflügel hingegen eine der Riffazies bereits näher stehende Uebergangsfazies antrifft. Man sieht hier nämlich im Liegenden des Aflenzer Kalkes nur eine 200—300 *m* mächtige Masse dunklen Dolomites, in welchem nur an einer Stelle, am rechten Ufer des Baches, etwa 200 *m* unterhalb der Mündung des Schöntales, eine Spur von Reingrabener Schiefern erscheint, das letzte Ende der gegen Norden im Dolomit auskeilenden Schiefermasse. Im Liegenden dieser dunklen Dolomite erscheinen dann die weißen Ramsaudolomite, in welchen der Oberlauf des Feistringbaches eingeschnitten ist. Etwa ebenso weit wie am Schönleitengipfel und Lerchkogel ist der Faziesübergang am Oisching gediehen (Profil III). Während der Südabhang dieses Berges noch aus typischem Aflenzer Kalk besteht, hat am Gipfel desselben die Hornsteinführung bereits aufgehört. Am Nordgrat wird der Aflenzer Kalk von dunkelgrauen Hauptdolomiten unterlagert, deren norisches Alter nicht nur aus ihrer dunklen Farbe, sondern besonders auch daraus hervorgeht, daß sich — wie ich feststellen konnte — in der obersten Bank derselben an dem rotmarkierten Wege am Westabhange des Oischinggipfels Halorellendurchschnitte (auf der Karte mit * bezeichnet) und nördlich von P. 977 Hornsteinknollen im Dolomit finden, welche darauf hindeuten, daß der Hauptdolomit nur ein dolomitisierter Aflenzer Kalk ist. Auf halbem Wege zwischen dem Oischinggipfel und dem Hakentörl werden diese Hauptdolomite von weißen, zuckerkörnigen Ramsaudolomiten unterlagert, ohne daß sich jedoch zwischen beiden auch nur Spuren von Carditaschichten finden.

Sehr gut ist der Faziesübergang wiederum im Profile des Seegrabens zwischen E.-St. Au—Seewiesen und Dorf Seewiesen zu beobachten. Die Erosion hat hier so tief eingeschnitten, daß die Talsohle in der Strecke zwischen der Einmündung des Weittales und derjenigen des Gamsgrabens gerade in den für die Beobachtung des Faziesüberganges wichtigsten karnischen Gesteinen verläuft. Die karnische Stufe zeigt auf dieser Strecke noch typischen Aflenzer Charakter. Dies zeigt besonders gut die in dem Winkel zwischen Seegraben und Weittal gelegene Südkante des Scheibenriegels, welche in deutlichster Weise den Wechsel von Flachstufen, die den drei Reingrabener Schieferniveaus entsprechen, und felsigen, durch die beiden Zwischenkalkmassen gebildeten Steilstufen erkennen lassen (Profil IV). Die der unteren Zwischenkalkmasse entsprechende Wandstufe liegt hier etwa zwischen 920 und 950 *m*, die der oberen in 980—1000 *m*, während bereits in 1030 *m* Höhe die sich schon von der Ferne durch gelbliche Färbung von den weißen Wänden der Zwischenkalkmassen unterscheidenden Felswände der norischen Aflenzer Kalke ansetzen. Im

Profile der Südkante des Scheibenriegels finden sich keine Aufschlüsse in den Reingrabener Schiefern selbst, doch ist das Durchstreichen derselben nach der Morphologie vollkommen sicher.

Hingegen sind Reingrabener Schiefer an der Südwestkante der südlichen Spinnerin in der Nähe der von der Straße aus sichtbaren, etwa 980 *m* hoch gelegenen Holzknechthütte aufgeschlossen; an dem oberen, durch eine gefaßte Quelle bezeichneten Bande habe ich ein schlecht erhaltenes Exemplar von

Cuspidaria alpis civicae Bittn.

aufgefunden, woraus hervorgeht, daß es sich um das dritte Schieferniveau handelt.

Außerdem trifft man Schieferaufschlüsse in den kurzen, steilen Seitengräben an der Westseite des Seegrabens. Der beim zweiten „e" von „Seegraben" der Spezialkarte mündende Graben wird oberhalb des Schuttkegels von einem Riegel aus dunklem Dolomit gequert, der offenbar der zweiten Zwischenkalkmasse entspricht; dahinter liegt ein guter Aufschluß im dritten Reingrabener Schieferniveau, über welchem sich dann die aus wohlgeschichtetem Aflenzer Kalk bestehenden Wände erheben. In dem zwischen dem großen „S" und dem ersten „e" von „Seegraben" mündenden Graben sind beide — hier bereits ganz dolomitisch gewordenen — Zwischenkalkmassen und das zweite und dritte Reingrabener Schieferband aufgeschlossen. Im Liegenden der unteren Zwischenkalkmasse tritt hier kein Schieferband mehr auf — das erste Schieferband ist offenbar bereits ausgekeilt. Im Gamsgraben steigen die karnischen Gesteine bereits stark in die Höhe; unter denselben kommt typischer Ramsaudolomit hervor, in deren Hangendem ist bereits Hauptdolomit vorhanden. Im Höllgraben endlich sind in 1350 *m* Höhe die letzten Spuren der Reingrabener Schiefer und dunklen dolomitischen Zwischenkalkmassen zwischen dem Ramsau- und Hauptdolomit zu beobachten.

Dem Gamsgraben entspricht auf der Ostseite des Seegrabens der zwischen den beiden Spinnerinnen gelegene Graben. Der mit einer künstlichen Gemse geschmückte Felsen unterhalb der Mündung dieses Grabens zeigt noch die Merkmale des karnischen Dolomites: Schichtung und dunkle Farbe; hingegen ist dieser Graben selbst bereits gänzlich in den wilde Wände bildenden, weißen Ramsaudolomit eingeschnitten. Erst in der Höhe von 1400 *m* trifft man in den südlichen Quellbächen dieses Grabens, sehr gut aufgeschlossen und durch eine gefaßte Quelle bezeichnet, das unterste Reingrabener Schieferband, welches sich von dieser Quelle an gegen Westsüdwest bis auf den Gipfel der südlichen Spinnerin (1314 *m*) verfolgen läßt, daselbst eine auffallend grüne Wiese bildend. Im Hangenden dieses Schieferbandes erscheint nun abermals Dolomit, der sich aber durch seine auffallend dunkle, beinahe schwarze Farbe von dem weißen Dolomit im Liegenden in deutlicher Weise unterscheidet — es ist typischer Raibler Dolomit (Profil IV).

Dieser Raibler Dolomit setzt nun den ganzen Kamm zusammen, welcher von der südlichen Spinnerin zum Hochanger zieht; stellen-

weise kann man in diesem Dolomit schlecht erhaltene Spuren ästiger Korallen bemerken.

Auf der Südostseite dieses Kammes treten nun bei der Missitalalm die auch hier wieder ein Quellniveau bildenden Reingrabener Schiefer des ersten Bandes neuerdings unter diesem Raibler Dolomit hervor; daß es sich hier tatsächlich um das unterste Schieferband handelt, ergibt sich aus dem Vorkommen typischer Formen von

Halobia rugosa Gümb. (Samml. der Geol. Staatsanstalt)[1]),
Carnites floridus Wulf. (Samml. der Geol. Staatsanstalt).

Im Liegenden dieses Schieferbandes kann man unterhalb der Missitalalm im obersten Weittal ebenso wie in dem Graben zwischen beiden Spinnerinnen den weißen Ramsaudolomit beobachten.

Im Hangenden dieses Schieferbandes jedoch erscheint über einer Lage Raibler Dolomit in 1600 *m* Seehöhe, also nur etwa 80 *m* unter dem Gipfel des Hochanger, ein höheres Band Reingrabener Schiefer. Da dieses Band aber 150 *m* höher als dasjenige bei der Missitalalm auftritt, handelt es sich hier höchstwahrscheinlich um das dritte Band (Niveau der *Cuspidaria alpis civicae*), während das zweite inzwischen ausgekeilt ist (Profil V). Dasselbe dritte Schieferband trifft man auch in annähernd gleicher Seehöhe auf den anderen drei Seiten des Hochangergipfels, so daß man mit Sicherheit annehmen kann, daß es unter dem Gipfel durchzieht (Profil V). Dadurch erklärt sich auch die für einen Besteiger des prächtigen Aussichtsberges sehr erfreuliche Erscheinung, daß auf der Südwest-, Nordwest und Nordostseite knapp unterhalb des Gipfels Quellen entspringen. Unmittelbar im Hangenden des dritten Schieferniveaus erscheint eine Bank schwarzen Kalkes, die stellenweise mit ästigen, lithodendronähnlichen [2]) Korallen erfüllt ist. Darüber folgt nun, die gerundete Kuppe des Berges bildend, typischer Hauptdolomit. Mit diesem schließt das Triasprofil des Hochangers; da die Gesteine der höheren norischen Stufe völlig denudiert sind, ist nicht mehr zu entscheiden, ob im Hangenden dieses Dolomites einst noch Aflenzer Kalk oder bereits Hochgebirgs-Riffkalk lag. Daß aber bereits südlich der Osternalm die Dolomitisierung des Aflenzer Kalkes beginnt, zeigt die Tatsache, daß der nördlich des Hörsterkogels liegende Gratkopf aus Dolomit besteht (Profil V).

Auf der Nordseite des Hochanger ist von dem ersten, auf seiner Südseite bei der Missitalalm, auf seiner Westseite im obersten Graben zwischen beiden „Spinnerinnen“ aufgeschlossenen Reingrabener Schieferband keine Spur mehr vorhanden. An der Westseite des Berges ist das Auskeilen dieses Bandes schrittweise zu verfolgen; im Liegenden des dritten Bandes folgt hier zunächst noch graugefärbter

---

[1]) Eine von hier stammende Jugendform von *Halobia rugosa Gümb.* ist in G. v. Arthabers Lethaea geognostica, Alpine Trias, Taf. 42, Fig. 2 abgebildet. In der dazu gehörigen Tafelerklärung ist jedoch infolge eines Druckfehlers „Missithul-Alm“ gedruckt und irrtümlicherweise „Oberbayern“ hinzugesetzt.

[2]) Es geht nicht an, aus dem Vorkommen dieser Korallen etwa auf ein rhätisches Alter dieser Kalklage zu schließen, da dieselbe nicht mehr als 150 *m* über dem *Halobia rugosa*-Niveau liegt; eher könnte man diese Kalkbank allenfalls als eine Andeutung von Opponitzer Kalk bezeichnen.

Dolomit, der jedoch bald die helle Farbe des Ramsaudolomites annimmt und noch tiefer unten, knapp südlich der Göriacher Alm, in weißen, etwas dolomitischen Wettersteinkalk übergeht (Profil V).

In einer etwas verschiedenen Weise vollzieht sich der Faziesübergang an der Ostseite der Hochangergruppe. Während sich der dunkelgraue, schwere, anisische Dolomit in gleichbleibender petrographischer Beschaffenheit und Mächtigkeit über den Punkt 1214, welcher genau dem Kontakt zwischen Werfener Schiefern und diesem Dolomit entspricht, an die Ostseite des Missikogels verfolgen läßt, schwillt der darüber folgende lichte Wettersteinkalk zu größerer Mächtigkeit an und bildet die mächtigen Wände an der Ost- und Nordseite des Missikogels. Am Plateau dieses Berges folgen dann darüber ohne scharfe Grenze helle Dolomite von Ramsaucharakter, die gegen den Hochanger zu in dunklere Dolomite übergehen, so daß es nicht möglich ist, hier eine scharfe Grenze zwischen der ladinischen und karnischen Stufe zu ziehen. Diese Erscheinung bereitet sich schon weiter südlich, am Hochanger-Ostweg, dadurch vor, daß die einzige hier noch vorhandene karnische Zwischenkalkmasse den petrographischen Charakter des Wettersteinkalkes angenommen hat. Etwa östlich der Osternalm keilen dann die beiden hier noch vorhandenen Reingrabener Schieferbänder in einer hellen Kalk- und Dolomitmasse restlos aus.

Auch im Westen des Gebietes, am Ilgner Alpel, läßt sich der Faziesübergang beobachten. Wenn man das Ilgner Alpel von den südwestlich von St. Ilgen gelegenen Höhen betrachtet, so bemerkt man deutlich zwei aus dem Walde hervorstechende, in der Richtung von Südost gegen Nordwest sich allmählich hinabsenkende Felsstufen — die tiefere, durch ihre dunklere Farbe gekennzeichnete Wandstufe entspricht dem dunkelgrauen, anisischen Dolomit, die oberen, rein weißen Wände bestehen aus hellem, dolomitischem Wettersteinkalk. Nach oben geht dieser Wettersteinkalk unmittelbar in Hauptdolomit über, welcher den P. 1409 zusammensetzt. Die Fazies hat also nicht mehr den Charakter der Aflenzer Entwicklung, sondern einer Uebergangsfazies; so trifft man zum Beispiel in dem von St. Ilgen über das Bauernhaus Leitner zum Ilgner Alpel ansteigenden Graben die noch an der Südseite des Ilgner Alpels (p. 8) zwischen anisischem Dolomit und Wettersteinkalk vorhandenen Ramsaudolomite nur noch in Spuren, die bei der Forizalpe anstehenden Reingrabener Schiefer und die am Gipfel des Ilgner Alpels aufgeschlossenen dunklen karnischen Kalke hingegen gar nicht mehr an. Die für die Aflenzer Entwicklung so überaus charakteristischen karnischen Gesteine sind also auch hier auf einer sehr kurzen Strecke völlig ausgekeilt. In dem Profil des Ilgner Tales selbst endlich trifft man oberhalb der Ortschaft Ober-Zwain auch den anisischen Dolomit nicht mehr an; man gelangt aus den Werfener Schiefern unmittelbar in hellen dolomitischen Wettersteinkalk, wir sind bereits in der Riffazies angelangt.

Derselbe Faziesübergang ist natürlich auch auf der Nordostseite des Ilgner Alpels vorhanden, aber wegen der hier äußerst ungünstigen

Aufschlüsse im Detail nicht deutlich zu erkennen; doch soviel läßt sich mit Sicherheit feststellen, daß man bei einem Anstieg durch den Schwarzenbachgraben auf den P. 1409 nur mehr durch gegen oben allmählich dunkler werdenden Dolomit kommt.

Nördlich der nun geschilderten Uebergangszone liegt das

Riffaziesgebiet,

das sich im Vergleiche zur Aflenzer Fazies durch eine außerordentlich einfach gebaute Schichtfolge auszeichnet, vor allem die nördlich der Talung Trawies—Dullwitz gelegene, eigentliche Hochschwabkette umfaßt und welchem außerdem in dem Gebiete meiner Karte folgende südlichen Vorlagen derselben angehören: 1. Mesneringruppe mit Ilgner Hocheck, 2. die Gebirgsgruppe des Kaarlhochkogels und Fölzsteins, von welcher zwei Kämme abzweigen: gegen Südwest der Grat des Festlbeilsteins und Reudelsteins, gegen Süden der Kamm, welcher über das Zirbeneck zum Ilgner Alpel zieht und etwa bis zum Luckensteinsattel der Riffazies zugerechnet werden kann, 3. das mächtige rechtwinkelige Dreieck der Mitteralpe mit dem südlich vorgelagerten orographisch mehr zur Schönleiten gehörigen Höchstein (1724) und dem gegen Seewiesen abzweigenden, niedrigen Kamm des Schwarzkogels (1225), 4. der nördlichste Teil der Hochangergruppe (Seeberger Alpe).

Wie ich bereits an anderer Stelle [1]) ausgeführt habe, kann man innerhalb der Riffentwicklung wiederum zwei gleichfalls durch mannigfaltige Uebergänge miteinander verknüpfte Faziesgebiete unterscheiden: die fast rein kalkige Hochschwabfazies und die zum größten Teil dolomitische Fölzfazies.

Die Hochschwabfazies umfaßt vor allem die eigentliche Hochschwabkette, ferner Teile der Mesneringruppe, die Fölzfazies hingegen die oben unter 2, 3 und 4 angeführten Gebirgsteile, kommt also allein für diese Arbeit in Betracht.

Die Fölzfazies zeigt folgende Schichtglieder:

1. Ueber den Werfener Schiefern folgt eine 600—700 *m* mächtige Masse von Dolomit. An vielen Stellen beginnen diese in ihrem unteren Teile weißen, grusigen, zuckerkörnigen Dolomite unmittelbar über den Werfener Schiefern (Kaarltal, Hebenstreitalm, Mitterbachboden, südliches Gehänge des Seetales westlich von Seewiesen) — hier liegt typische Fölzfazies vor; an anderen Stellen wieder ist ein mehr oder minder großer Teil an der Basis in Form weißer, mehr oder minder stark dolomitisierter Wettersteinkalke entwickelt, die gegen oben meist ohne scharfe Grenze in Dolomit übergehen: so in der Fölzklamm, Mitterbachklamm und im Unterlauf des Schwarzenbaches, am linken Ufer des Ilgner Baches oberhalb Ober-Zwain, am Reudelstein, endlich im Kalktal, am Geyberg und im Lappental östlich

[1]) E. Spengler, Zur Stratigraphie und Tektonik der Hochschwabgruppe. Verhandl. der Geol. Staatsanstalt 1920, p. 55.

von Seewiesen — in diesen Fällen liegt eine Uebergangsfazies zur Hochschwabentwicklung vor.

Während sich zwischen die Aflenzer Fazies des Ilgner Alpels, der Bürgeralpe, des Schießling und die Hochschwabfazies der eigentlichen Hochschwabkette die typische Fölzfazies des oberen Fölzgebietes (Kaarlalpen- und Mitteralpengruppe) einschaltet, führt der Weg von der Aflenzer Fazies der südlichen Hochangergruppe zur typischen Hochschwabfazies der Aflenzer Staritzen nur über die in ihrem Charakter zwischen Fölz- und Hochschwabfazies stehende Entwicklung der Seeberger Alpe.

In diese mächtige Dolomitmasse der Fölzfazies ist nun 400—500 *m* über der Basis an mehreren Stellen das stets nur wenige Meter mächtige Band der Carditaschichten eingeschaltet, das sich meist durch eine dunkle oder rotgelbe Färbung von der Ferne bemerkbar macht. Doch kommen rostgelb verfärbte Stellen auch in anderen Niveaus des Dolomites vor und sind daher nicht ausschließlich für Carditaschichten beweisend.

Der weitaus schönste Aufschluß in den Carditaschichten ist die von Bittner[1]) beschriebene Stelle am Ostgrat des Festlbeilsteins — ich habe der ausgezeichneten Beschreibung Bittners hier gar nichts mehr hinzuzufügen. Der zweitbeste Aufschluß ist die gleichfalls von Bittner erwähnte, durch ein schwaches Quellniveau bezeichnete Stelle bei der Zirbeneckalpe; schon viel undeutlicher ist der dritte von Bittner erwähnte Aufschluß bei der Kaarlalpe. Als weitere, meist noch schwächer angedeutete Stellen des Carditaniveaus seien genannt: Die durch eine feuchte Wiese bezeichnete Stelle am „Bierschlag" südlich des Mitteralpenturmes (P. 1699) (eigentliche Aufschlüsse von Carditaschichten fehlen derzeit, nur eine rostig verwitterte Rauhwacke ist zu sehen), das bereits p. 10 erwähnte, gelbgefärbte Band in den Westabstürzen der Schönleiten (Profil I, dadurch interessant, daß es erkennen läßt, daß die Carditaschichten die Fortsetzung des dritten Reingrabener Schieferbandes der Aflenzer Fazies sind), schwarze Dolomite und gelb verwitterte Dolomitmergel in 1250 *m* Seehöhe im Graben südlich des Höchsteins, eine feuchte, durch ein schmales Quellniveau bezeichnete Stelle in 1300 *m* Seehöhe am Ostgrat des Feistringsteins, wo gelb verwitterte, brecciöse, rauhwackige Dolomite mit Echinodermenspuren zu sehen sind, endlich ein schmales, dunkelgefärbtes Band, welches sich, vielfach unterbrochen, in etwa 1400 *m* Seehöhe in der Gschirrmauer der Mitteralpe verfolgen läßt. Hingegen konnte ich von den gleichfalls auf der Bittnerschen Originalkarte eingezeichneten Carditaschichten bei der Baumeralm im oberen Feistringgraben nicht die mindeste Spur entdecken.

Der unterhalb des Carditaniveaus gelegene Teil der Dolomitmasse ist weiß, zuckerkörnig, löcherig, grusig, oft wilddurchfurchte Wände bildend, daher als Ramsaudolomit zu bezeichnen; der im Hangenden desselben liegende Teil grau, kubisch abgesondert,

---

[1]) A. Bittner, Aus dem Gebiete des Hochschwab und der nördlich angrenzenden Gebirgsketten. Verhandl. der Geol. Reichsanstalt 1890, p. 300.

meist keine Wände, sondern grusüberdeckte Hänge bildend [1]) — auf meiner Karte als Hauptdolomit eingetragen.

Da jedoch die petrographische Grenze zwischen Ramsau- und Hauptdolomit nicht ganz scharf ist, kann dort, wo die Carditaschichten nicht vorhanden sind, die Grenze zwischen beiden nicht genau angegeben werden, was auf meiner Karte und meinen Profilen dadurch zum Ausdruck gebracht wird, daß hier keine Grenzlinie zwischen beiden Signaturen gezogen ist.

2. Ueber dem Dolomit liegt nun das Hauptgestein der Hochschwabgruppe, der Dachsteinriffkalk. Es sind völlig schichtungslose, graue, sehr zur Wandbildung neigende Kalke, welche auf der verwitterten Oberfläche sehr häufig Korallendurchschnitte erkennen lassen. Bemerkenswert ist die verhältnismäßig dunkle Farbe des frischen Gesteines, eine Eigenschaft, welche der Dachsteinriffkalk der Hochschwabgruppe mit dem des Gosauer Kammes in der Dachsteingruppe teilt [2]). In der Fölzstein- und Mitteralpengruppe, wo über dem Carditaniveau noch Dolomite liegen, entspricht der Dachsteinriffkalk jedenfalls der höheren Abteilung der norischen Stufe; ob auch die Aequivalente der rhätischen Stufe darinnen enthalten sind, ist natürlich nicht festzustellen. Auch die Versteinerungen, welche der Dachsteinriffkalk geliefert hat, sprechen durchaus für norisches Alter. Nach Bittner [3]), bzw. Kittl [4]) fanden sich in den von der Mitterwand abgestürzten Blöcken nächst der Fölzalpe:

Koninckina sp. [5])
Halorella amphitoma Bronn
„ *curvifrons Bittn.* [5])
Lima sp.
Gervillia sp. aff. angusta Mstr.
Halobia distincta Mojs.
„ *cf. superbescens Kittl.*
Arcestes subumbilicatus Br.

Am Gipfel des Kaarlhochkogel fand ich einen Durchschnitt von

Megalodus sp.

Sehr bemerkenswert ist nun die Tatsache, daß die der Aflenzer Entwicklung räumlich näher gelegenen Teile des Dachsteinriffkalkes noch deutliche Anklänge an den Aflenzer Kalk zeigen. Während der Gipfel des Höchstein aus typischem Hochgebirgsriffkalk besteht, sind die tieferen Partien desselben noch sehr deutlich

---

[1]) Besonders deutlich am Waschenriegel und am Nordgehänge des P. 1838 ausgeprägt

[2]) E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten II. Teil, Das Becken von Gosau, Sitzungsber. d. Wiener Akad. CXXIII (1914), p. 38.

[3]) A. Bittner, Verhandl. der Geol. Reichsanstalt 1887, p. 93.

[4]) E. Kittl, Materialien zu einer Monographie der Halobiidae und Monotidae der Trias, Paläontologie der Umgebung des Balatonsees. II. Bd. (Resultate der wissenschaftl. Erforschung des Balatonsees), p. 187.

[5]) A. Bittner, Abhandl. der Geol. Reichsanstalt XIV, p. 270.

geschichtet und wurden daher auf Karte und Profil I noch als Aflenzer Kalk eingetragen. Ja, selbst noch am Ostende des Feistringsteins erscheinen im Liegenden des Riffkalkes schwarze, dünnplattige Kalke mit wulstiger Oberfläche, welche vollkommen hornsteinfreien Aflenzer Kalken gleichen. Da diese nur durch wenige Meter Hauptdolomit von dem obenerwähnten Aequivalent der Carditaschichten getrennt sind, habe ich sie dem höheren Teile des Hauptdolomites der angrenzenden Partien der Mitteralpe stratigraphisch gleichgestellt (Profil I).

II. Tektonik.

Die Tektonik des Aflenzer Triasgebietes ist für alpine Verhältnisse ungewöhnlich einfach; dieser Einfachheit des tektonischen Baues verdanken wir ja die Möglichkeit, die im vorangehenden Abschnitt durchgeführten stratigraphischen Untersuchungen vorzunehmen.

Wie sich aus einer Betrachtung der Profile sofort ergibt, bietet das Aflenzer Triasgebiet im ganzen das Bild einer Mulde. Diese Mulde ist in Profil I noch sehr seicht und flach (die Obergrenze der Werfener Schiefer dürfte im Kern der Mulde hier in 500—600 *m* Meereshöhe liegen), erreicht im Profil des Feistringgrabens (Profil III) ihre größte Tiefe (die Obergrenze der Werfener in — 100 *m* Seehöhe), ist im Profil IV wieder flacher geworden (die Obergrenze der Werfener in 200—300 *m* Seehöhe) und ist in Profil V wieder ebenso flach und seicht wie in Profil I (die Obergrenze der Werfener in 600 *m*). An der Ostseite des Hochangers bemerkt man gar nichts mehr von dieser Mulde.

Nördlich ist die Aflenzer Mulde durch die Antiklinale Eisenerz—Buchberg—Seewiesen begrenzt[1]) (Profil I). Daß es sich hier tatsächlich um eine normale, flache Antiklinale handelt, ergibt sich unter anderem aus der Tatsache, daß der Gips in den Brüchen auf der Südseite des Seetales deutlich nach Süden, in demjenigen auf der Nordseite desselben hingegen 45° NNW fällt. Auch in dem östlichsten der drei vom Feistringstein zum Seetal hinabziehenden Gräben[2]) sieht man mit größter Klarheit, daß der Werfener Schiefer mit 25° gegen Süd einfallender Fläche in 1100 *m* Seehöhe unter den Ramsaudolomit der Mitteralpe einfällt. Dasselbe flache Südfallen zeigen auch die Aflenzer Kalke der Ostspitze des Feistringsteins (Profil I).

Es ist daher völlig ausgeschlossen, die Eisenerz—Buchberg—Seewiesener Antiklinale als eine den südlich anschließenden Kalk und Dolomitmassen der Mitteralpe aufgeschobene Zone von Werfener Schiefern zu betrachten.

Eine zweite, kleinere Parallelantiklinale zu der Eisenerz—Buchberg—Seewiesener Antiklinale beginnt im Mitterbachboden (an der

---

[1]) Vgl. E. Spengler, Zur Stratigraphie und Tektonik der Hochschwabgruppe. Verhandl. der Geol. Staatsanstalt 1920, p. 58.

[2]) Die Mündung dieses Grabens liegt $^1/_2$ *km* östlich von „l“ des Wortes „Seetal“ meiner Karte, beim „h“ von „See Th.“ der Spezialkarte.

Vereinigung der beiden Quellbäche des Mitterbaches im oberen Fölzgebiet) und zieht südlich an dem 1124 *m* hohen Hebenstreitsattel vorbei über Ober-Zwain in den Klachlergraben. Daß es sich auch hier um eine normale SW—NO streichende Antiklinale handelt, ergibt sich aus der Tatsache, daß der bereits von Bittner[1]) erwähnte, kleine Aufbruch von Werfener Schiefern im Mitterbachboden in einem engen Graben auftritt, und allseits von mächtigen Wänden von Ramsaudolomit überhöht ist; die einzige Stelle, wo das Fallen des Werfener Schiefers zu messen ist, liegt an der Ostseite des Mitterbachbodens; hier fallen die Werfener Schiefer 45° gegen Südosten ein, sind also keinesfalls den südlich folgenden Ramsaudolomiten aufgeschoben. In der westlichen Fortsetzung der Werfener Schiefer des Mitterbachbodens, in der Werfener Schieferzone der Hebenstreitalpe östlich von Ober-Zwain, sind die Aufschlüsse so schlecht, daß man das Fallen des Werfener Schiefers nirgends feststellen kann; hier wäre es nach der Gestalt des Schnittes der Werfener Schieferzone mit der Erdoberfläche eher möglich, daß sich die Antiklinale lokal in eine Schubfläche verwandelt — doch ist nichts Sicheres zu sehen. Jenseit des Ilgener Tales jedoch, im Klachlergraben bei der Klachleralm (westlich außerhalb meiner Karte) tritt jedoch der Charakter einer normalen Antiklinale wieder klar in die Erscheinung.

Also auch diese Zone ist keinesfalls eine tektonische Linie von größerer Bedeutung.

Das Bild der Aflenzer Mulde ist jedoch nicht durch die Wirksamkeit der oben beschriebenen, NS gerichteten Kräfte allein zu erklären; denn würde man ein Profil senkrecht auf die auf Tafel IV dargestellten Profile ziehen, würde man das Bild einer ebenso intensiv verbogenen Mulde erhalten, wie durch die NS gezogenen Profile. Es waren also bei der Bildung der Aflenzer Mulde auch OW gerichtete Kräfte tätig. Besonders in der Hochangergruppe läßt sich gar nicht selten ein sich der NS-Richtung näherndes Streichen der Schichten konstatieren.

Durch das Zusammenwirken der NS und OW gerichteten Kräfte hat die Aflenzer Mulde einen schüsselförmigen Bau bekommen. Im Kerne dieser Schüssel mußte es natürlich zu einem sehr heftigen Kampf um den Raum kommen. Die Wirkung dieses Kampfes um den Raum sind die ungewöhnlich prächtig aufgeschlossenen, kleinen Falten, welche man, wie bereits Bittner[2]) beschreibt, in den im Zentrum der Schüssel gelegenen Aflenzer Kalken des mittleren Feistringgrabensehen kann. Daß diese Faltungen tatsächlich das Produkt des Zusammenwirkens mehrerer Druckrichtungen sind, ergibt sich aus der Tatsache, daß die Falten keine einheitliche Streichungsrichtung erkennen lassen, sondern Falten mit annähernd NS streichender Achse fast ebenso häufig sind wie solche mit WO streichenden Achsen. Eine besonders schöne, mit dem Scheitel nach Süden blickende, liegende Antiklinale, in deren Kern sich Hauptdolomit befindet, bemerkt man

[1]) Verhandl. der Geol. Reichsanstalt 1887, p. 93.
[2]) Verhandl. der Geol. Reichsanstalt 1887, p. 98.

am linken Ufer des Feistringbaches an der Nordgrenze des Aflenzer Kalkes gegen den Dolomit[1]).

Bei diesem Kampf um den Raum geschah es auch, daß die Aflenzer Kalke östlich vom Feistringgraben im Niveau des dritten Reingrabener Schieferbandes von ihrer eigenen Unterlage abgeschoben wurden. Diese Erscheinung kann man schon daran erkennen, daß am linken Ufer des Feistringgrabens an den Aflenzer Kalken an deren Kontakt gegen die sie im Süden unterlagernden karnischen Gesteine wellenförmige Falten auftreten, an welchen sich die karnischen Gesteine nicht beteiligen[2]). Noch deutlicher aber kommt diese Abscherung dadurch zum Ausdruck, daß, wie aus der Karte ersichtlich ist, östlich vom Feistringgraben sämtliche Gesteine zwischen dem dritten Reingrabener Schieferband und dem anisischen Dolomit nacheinander auskeilen, so daß am Glaubogger Kogel der Aflenzer Kalk fast unmittelbar mit dem anisischen Dolomit in Kontakt kommt (Profil IV). Auch noch östlich vom Glaubogger Kogel, an der ganzen Südseite des Schießlings bis zum P. 1265 kommt diese Bewegungsfläche an der Basis der Aflenzer Kalke einerseits dadurch zum Ausdruck, daß auf dieser Strecke abwechselnd verschiedene Schichtglieder zwischen anisischem Dolomit und Aflenzer Kalk fehlen, anderseits dadurch, daß die Reingrabener Schiefer unmittelbar westlich des P. 1265 stellenweise ganz leichte serizitische Häutchen zeigen, also eine Spur von Metamorphose, die dort, wo die Reingrabener Schiefer von keiner Bewegungsfläche betroffen sind (zwischen Eisental und Feistringgraben) niemals auftritt. Erst nördlich vom P. 1265 schalten sich die drei Zonen von Reingrabener Schiefern wieder sukzessive ein, und in dem vom Steinlauf zum Seegraben hinabziehenden Graben ist diese uns vom Bürgeralpenprofil bekannte Dreigliederung der karnischen Stufe wieder sehr gut zu sehen.

Eine weitere Wirkung dieser oben beschriebenen, sekundären Faltungen ist sicherlich auch das Auftreten der isolierten, durch ein starkes Quellniveau bezeichneten Zone von Reingrabener Schiefern zwischen der Schießlingalm und dem Steinlauf. Dieser in 1400—1500 *m* Höhe gelegene Aufbruch ist wohl nichts anderes als ein unter den Aflenzer Kalken hervortretender Antiklinalkern (Profil IV). Schon das im südlichen Teile SSO—NNW, im nördlichen SO—NW gerichtete Streichen dieser Zone läßt erkennen, daß sie unmöglich das Produkt NS wirkender Kräfte allein sein kann.

Aehnliche, nur weit weniger intensive Falten als im Feistringgraben sind übrigens auch am Wege von Aflenz zur Bürgeralpe in den „Neun Reihen" benannten, aus wohlgeschichteten Aflenzer Kalken bestehenden Südabstürzen des Rannsteines zu sehen. Auch die karnischen Gesteine sind hier noch teilweise in diese Falten einbezogen, die lokal sogar saigere Schichtstellung bewirken.

Bemerkt sei ferner, daß sowohl in der östlichen Schießlinggruppe als im Hochangergebiete die Schichten am Südrande der Kalkalpen

---

[1]) Beim „g" des Wortes „Feistring" meiner Karte. Die Falte ist auf Profil III zur Darstellung gebracht.

[2]) Gleichfalls auf Profil III eingezeichnet.

nach Südosten herabgebogen erscheinen. Dadurch erklärt es sich, daß an einem Punkte nördlich von Grasnitz der anisische Dolomit bis an das Aflenzer Tertiärbecken herabreicht und unter Tertiärgesteinen verschwindet und daß in Profil V unmittelbar nordöstlich des Punktes 1388 noch Reingrabener Schiefer erscheint.

Endlich sei noch hervorgehoben, daß das tiefere Eingreifen der Werfener Schiefer gegen Norden in den Tälern der Fölz und des Seegrabens nicht allein eine Wirkung des Erosionsanschnittes ist, sondern die Achsen dieser Täler in sehr flachen NW—SO streichenden antiklinalen Aufwölbungen liegen. Dies ergibt sich zum Beispiel daraus, daß man beim Fölzhotel auf beiden Seiten des Tales nicht dieselbe Fallrichtung der Schichten beobachtet, sondern die anisischen Dolomite am rechten Ufer des Baches 20° WNW, am linken jedoch 45° NNO fallen.

Eine ähnliche antiklinale Aufwölbung mit quer aufs Alpenstreichen gestellter, N—S verlaufender Achse, aber von weitaus größerem Ausmaße, ist die Bucht von Gollrad. Der Scheitel dieser mächtigen Kuppel liegt am Turnthaler Kogel, nordöstlich der Turnauer Alpe, wo die fast auf allen Seiten von kalkalpinen Gesteinen umgebenen Grauwackengesteine (Silur-Devonkalke) bis zur Höhe von 1611 *m* ansteigen; von hier fallen die Schichten nach allen Seiten — selbst nach Süden — periklinal ab. Bittner[1]) hat das Auftreten der Bucht von Gollrad auf das Vorhandensein einer Querstörung zurückgeführt; über die Natur dieser Störungslinie, welche auch durch seismische Erscheinungen[2]) markiert erscheint, spricht er sich nicht ganz klar aus, scheint aber an eine Blattverschiebung zu denken. Ich kann nun — in vollständiger Uebereinstimmung mit L. Kober[3]) — wenigstens in dem von mir bisher besuchten Teile der Gollrader Bucht keine Spur einer solchen Blattverschiebung bemerken; denn der Rauschkogel entspricht in seiner Fazies vollkommen dem Missikogel und die Hohe Veitsch der Aflenzer Staritzen. Hingegen halte ich es nicht für unwahrscheinlich, daß sämtliche im Obigen beschriebenen Ost-West-Bewegungen des Aflenzer Triasgebietes mit der Erhebung der Gollrader Kuppel in ursächlichem Zusammenhange stehen — etwas Genaueres wage ich vorläufig noch nicht zu behaupten, da mir der nördliche Teil der Gollrader Bucht aus eigener Anschauung noch nicht bekannt ist.

Ein weiteres tektonisches Element des Aflenzer Triasgebietes sind Verwerfungen. Die auffälligste dieser Verwerfungen ist jedenfalls diejenige, welche zwischen Osternalm und Hochanger die Hochangergruppe quert (Profile IV, V). Das Vorhandensein dieses Bruches, an welchem der Nordflügel um etwa 350 *m* gehoben erscheint, ist an vielen Stellen klar zu erkennen. So setzen sich die p. 12

---

[1]) A. Bittner, Aus dem Gebiete des Hochschwab und der nördlich angrenzenden Gebirgsketten. Verhandl der Geol. Reichsanstalt 1890, p. 308.

[2]) A. Kowatsch, Das Scheibbser Erdbeben vom 17. Juli 1876. (Mitteilungen der Erdbebenkommission der kais. Akademie der Wissensch. in Wien. Neue Folge Nr. XL.)

[3]) L. Kober, Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. (Denkschriften der Wiener Akademie der Wissensch. Bd. 88 (1912), p. 368.

erwähnten, mit einer künstlichen Gemse geschmückten, flach liegenden dunklen karnischen Dolomite nicht in gleicher Höhe in den zwischen beiden Spinnerinnen gelegenen Graben fort, sondern ihre Fortsetzung liegt 400 *m* höher am Gipfel der südlichen Spinnerin (1314 *m*) (p. 12); am Scheibenriegel ist die Grenze zwischen den schwarzen, wohlgeschichteten Aflenzer Kalken im Süden und den grauen Dolomiten im Norden eine sehr scharfe, vertikal stehende Fläche; wenn man bei einem Aufstieg durch das Weittal beim Punkt 1112 das dritte Reingrabener Schieferband gequert hat und unmittelbar oberhalb desselben bereits in die Aflenzer Kalke eingedrungen ist, die am Südabhange des Scheibenriegels eine durch ihre gelbliche Farbe auffallende, langgestreckte Wandstufe bilden, ist man sehr überrascht, in 1200 *m* Ramsaudolomit und bei der Missitalalm die p. 13 beschriebenen *Halobia rugosa*-Schiefer anzutreffen; während am Osthang des Hochanger die Obergrenze der Werfener in 1214 *m* gelegen ist, bemerkt man auf dem von diesem Punkte horizontal nach Süden führenden Jagdsteig, daß im Südteil der Hochangergruppe die Wettersteinkalke bis über die 1200 *m* Isohypse hinabreichen. Der in gerader Richtung über Berg und Tal hinziehende Verlauf dieser Dislokationslinie spricht mit voller Sicherheit dafür, daß es sich um eine echte, vertikal stehende Verwerfung handelt.

Eine Parallelverwerfung, an welcher gleichfalls der Nordflügel gehoben ist, trennt die Wettersteinkalke und Werfener Schiefer nördlich der Göriacher Alpe (Profile IV, V).

Auch der vertikale Kontakt zwischen den Werfener Schiefern des Seebergs und dem Wettersteinkalk des Gaibergs macht das Vorhandensein einer Verwerfung mit gehobenem Nordflügel wahrscheinlich (Profil III).

Hingegen ist an der aus dem Lappentale[1]) zum Seegraben oberhalb der Kalktalmündung ziehenden Verwerfung der Südflügel gehoben; der Gaiberg bildet samt dem am rechten Ufer des Lappentales gelegenen Punkt 1397 eine gegenüber ihrer ganzen Umgebung versenkte Scholle.

Da die eben beschriebenen Verwerfungen des Hochangergebietes fast durchwegs die Tendenz zeigen, den der Gollrader Bucht zugewandten Flügel zu heben, scheint ihre Bildung auch mit der Erhebung der Gollrader Kuppel in Verbindung zu stehen.

Eine ganze Schar von vielfach sich spitzwinkelig treffenden Verwerfungen ist ferner die Ursache des tiefen und schmalen Einschnittes, der von Seewiesen bis unmittelbar an die mächtige Südwand des Hochschwabs selbst vordringenden Dullwitz. Der bestaufgeschlossene dieser Brüche, der am Nordhange des Kaarlhochkogels Ramsau- und Hauptdolomit im Süden vom Riffkalk des Hochschwabs im Norden trennt, ist vom Graf-Meran-Steig prächtig zu sehen.

Die Dolomitregion des „Zlaken" genannten Sattels ist sowohl gegenüber Höchstein als gegenüber Mitteralpe in kleinen Verwerfungen horstartig herausgehoben.

[1]) Beim „l" von „Tal" meiner Karte.

Auch der Südseite der Bürgeralpe sind zwei kleine Verwerfungen sichtbar, an welchen das zwischen beiden gelegene Stück etwas abgesenkt erscheint.

Weniger klar zu erkennen, aber doch höchstwahrscheinlich ist ferner das Vorhandensein einer Verwerfung an der westlichen Begrenzung des gegen Grasnitz vorspringenden Lappens von anisischem Dolomit, da nur eine solche die plötzliche Verschmälerung der Werfener Schiefer zwischen diesem und den Silur-Devonkalken beim Ritschl erklärt.

Endlich ist wahrscheinlich auch der Aufbruch von Reingrabener Schiefern beim Steinlauf im Norden von einer Verwerfung begrenzt.

Eine sehr häufig am Südrande der Kalkalpen auftretende Erscheinung sind mehr oder minder steil gegen Süden ansteigende Schubflächen. Auffallenderweise ist von solchen — mit Ausnahme einer ganz embryonalen Erscheinung dieser Art im Profil II, wo eine nur wenige Meter mächtige Partie von Werfener Schiefern zwischen die anisischen Dolomite des Steinkogelgrates eingeschaltet ist — im ganzen Aflenzer Gebiete nichts zu sehen. Hingegen treten solche Schubflächen nördlich des Talzuges Trawies—Dullwitz auf[1]) (Profile I, III).

Es ist endlich auch möglich, daß am Südrande des Aflenzer Gebietes der Kontakt zwischen Grauwackenzone und Werfener Schiefern einer Bewegungsfläche entspricht, und zwar deshalb, weil hier zwischen den Gesteinen der Blasseneckserie und den Werfener Schiefern an zahlreichen Stellen[2]) (St. Ilgner Klause, beim Pyrer, am Punkt 925 nördlich von Jauring, nördlich Dörflach und Draiach und beim Ritschl nordwestlich von Grasnitz) nur wenige Meter mächtige Partien von stellenweise ankeritisierten Silur-Devonkalken auftreten, die auch nach ihrem ganzen petrographischen Habitus den Eindruck von Schubfetzen machen — doch soll dieser hochinteressanten Frage erst nach vollständiger Kartierung des Kalkalpensüdrandes auf Blatt Eisenerz—Wildalpe—Aflenz nähergetreten werden.

Leider ist es gänzlich unmöglich, etwas anderes über das Alter der oben beschriebenen Bewegungen auszusagen als die Tatsache, daß sie älter sind als die Ablagerung des Aflenzer Süßwassermiocäns; doch scheint es mir wahrscheinlicher, daß es sich um tertiäre als um vorgosauische Bewegungen handelt. Auch deutet nichts darauf hin, daß die OW wirkende Kraft jünger wäre als die NS gerichtete; es scheint mir überhaupt am wahrscheinlichsten, daß das heute vorliegende Bewegungsbild das Ergebnis der gleichzeitigen Wirkung zweier, aber nicht sehr intensiv tätigen Kraftrichtungen ist, da nur so der äußerst bunte Wechsel der Streich- und Fallrichtungen in diesem Gebiete eine befriedigende Erklärung findet.

---

[1]) Vgl. E. Spengler, Zur Stratigraphie und Tektonik der Hochschwabgruppe. Verhandl. der Geol. Staatsanstalt 1920, p. 56.

[2]) Siehe geologische Karte und Profil II.

III. Bedeutung des Faziesüberganges bei Aflenz für die Erkenntnis des Aufbaues der Ostalpen.

Wenn wir die Faziesverhältnisse in der Trias der südöstlichen Hochschwabgruppe nochmals kurz überblicken, so sehen wir, daß wir zwei sehr wesentlich voneinander verschiedene Faziesgebiete vor uns haben, die Aflenzer Fazies im Süden und die Riffazies im Norden, welche durch eine etwa 2 *km* breite Uebergangsregion miteinander verknüpft sind, deren Achse etwa über die Punkte Luckensteinsattel—Schönleiten—Oisching—Hochanger verläuft. Bevor wir aber auf die außerordentliche Bedeutung des hier zu beobachtenden Faziesüberganges, der zu den klarsten überhaupt zur direkten Beobachtung gelangenden Faziesübergängen der ganzen Ostalpen gehört, näher eingehen, möchte ich einige Einwände widerlegen, welche gegen die obigen Ausführungen vorgebracht werden könnten.

Es ist das zunächst die Frage: Sind die drei Reingrabener Schieferbänder wirklich, wie oben ausgeführt wurde, drei verschiedene stratigraphische Niveaus oder erklärt sich das dreimalige Auftreten von Reingrabener Schiefern auf tektonischem Weg durch Schuppenbildung? Bittner hat anfangs selbst geschwankt, welcher der beiden Anschauungen er sich zuneigen soll[1]); später aber hat er sich für die Auffassung entschieden, daß hier drei verschiedene stratigraphische Niveaus[2]) vorliegen. Hingegen hat L. Kober[3]) die tektonische Erklärung vorgezogen. Nach meinen Untersuchungen kann nur die stratigraphische Deutung die richtige sein, und zwar aus folgenden Gründen:

1. Bittner hat auf die Verschiedenheit des Alters aus der Tatsache geschlossen, daß sich im tiefsten Bande *Halobia rugosa*, im höchsten eine der *Halobia Austriaca* nahestehende Halobienform gefunden hat. *Halobia rugosa* nun ist unterkarnisch, *Halobia Austriaca* hingegen oberkarnisch, erscheint in den Subbullatus-Schichten des Raschberges. Ich möchte allerdings auf diese aus paläontologischen Erwägungen hervorgegangene Bestimmung des verschiedenen Niveaus vielleicht keinen allzu großen Wert legen. Denn einerseits ist die Bestimmung der *Halobia Austriaca* nach Bittners eigener Angabe nicht ganz sicher[4]), anderseits kann man bei der relativen Seltenheit dieser Art doch nicht mit voller Sicherheit sagen, ob sie das oberkarnische Niveau so genau einhält. Aber in Verbindung mit den folgenden Argumenten ist auch die Verschiedenheit der Halobienarten in den einzelnen Schieferbändern von Bedeutung.

2. Wäre die Wiederholung der Schieferbänder auf tektonischem Wege zu erklären, so würde es sehr auffallend sein, daß sich die

---

[1]) A. Bittner, Verhandl. der Geol. Reichsanstalt 1887, p. 92.
[2]) A. Bittner, Verhandl. der Geol. Reichsanstalt 1888, p. 249.
[3]) L. Kober, Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. Denkschriften der Wiener Akademie der Wissensch. Bd. 88 (1912), p. 391.
[4]) A. Bittner, Verhandl. der Geol. Reichsanstalt 1890, p. 300.

drei Schieferbänder und die zwei Zchwischenkalkmassen auf eine so weite Strecke im Streichen mit stets gleichbleibender Mächtigkeit verfolgen lassen und daß die drei Schieferniveaus alle Verbiegungen und Faltungen der Aflenzer Trias genau so mitmachen, wie drei beliebige andere Schichtglieder der Aflenzer Entwicklung. Doch auch da könnte sich ein Anhänger der „Schuppentheorie" noch allenfalls mit der Annahme helfen, daß wir zwei zeitlich getrennte Gebirgsbildungsphasen vor uns haben: Bei der ersten wurden die karnischen Gesteine dreimal schuppenförmig übereinandergeschoben, bei der zweiten wurde dieses Schuppenpaket wie eine einheitliche Schichtfolge gefaltet.

3. Das dritte Argument aber ist weitaus das entscheidendste. Wäre nämlich die dreifache Wiederholung der Reingrabener Schiefer durch Schuppenbildung zu erklären, so müßte man unbedingt erwarten, daß sich der Faziesübergang in die Riffentwicklung nur in der obersten Schuppe, das heißt oberhalb des dritten Reingrabener Schieferbandes vollzieht, die tieferen Schuppen aber in ihrer ganzen Erstreckung der Aflenzer Fazies angehören. Tatsächlich aber vollzieht sich der Faziesübergang, wie aus den p. 9—14 genau geschilderten Verhältnissen hervorgeht, unterhalb des untersten Reingrabener Schieferbandes, in der ersten Zwischenkalkmasse, in der zweiten Zwischenkalkmasse und oberhalb des dritten Reingrabener Schieferbandes nicht nur in gleichem Sinne, sondern sogar an der gleichen Stelle. (Siehe Karte und Profile I und V.) Wenn wir trotzdem an der Anschauung festhalten wollten, daß die Wiederholung des Schiefers auf Schuppenbildung zurückzuführen ist, so würden wir, wenn wir die den einzelnen Schuppen entsprechenden Schichtpakete in die Lage zurückversetzen, die sie vor Eintritt der Gebirgsbildung hatten, im Triasmeer in der Richtung von Nord gegen Süd einen dreifachen Wechsel von Aflenzer und hochalpiner Fazies annehmen müssen. Das wäre aber eine Annahme, die sich durch ihre äußerste Unwahrscheinlichkeit selbst ad absurdum führt.

Es kann also keinem Zweifel unterliegen, daß das dreifache Auftreten von Reingrabener Schiefern im Aflenzer Profil nur eine stratigraphische Erscheinung sein kann. Eine mehrfache Wiederholung von dunklen Tonschiefern in der karnischen Stufe ist übrigens auch aus anderen Triasprofilen bekannt. Ich erinnere nur an das Profil von Raibl [1]), wo an der Basis die dunklen Fischschiefer liegen, darüber eine Bank dunklen Kalkes, über diesen eine zweite Schiefermasse, die sogenannten „tauben Schiefer", darüber neuerdings ein Kalk-Dolomitkomplex, über welchem endlich in den Torer Schichten abermals schiefrige Gesteine folgen. Es läßt sich selbstverständlich nicht nachweisen, daß die drei Schieferniveaus bei Aflenz den drei Schieferzonen bei Raibl entsprechen, aber die Analogie ist immerhin sehr bemerkenswert.

Ferner sei mit besonderem Nachdruck darauf hingewiesen, daß es ganz ausgeschlossen ist, daß etwa das Aflenzer

[1]) G. v. Arthaber, Lethaea geognostica, alpine Trias, p. 299.

Faziesgebiet als Ganzes durch eine Schubfläche von der Riffentwicklung getrennt ist.

Zu der Vorstellung, daß beide Faziesgebiete verschiedenen tektonischen Einheiten angehören könnten, könnte abermals eine Bemerkung Bittners führen. Bittner schreibt nach dem ersten Besuch der Gegend im Jahre 1887 [1]): „Darüber (nämlich über den karnischen Gesteinen der Aflenzer Fazies) folgen noch allenthalben dunkle, plattige, zum Teil kieselige Kalke und der ganze Komplex wird in der Richtung gegen das Hochgebirge von einer breiten Zone großenteils hellgefärbter Dolomite abgelöst, ohne daß klar zu erweisen wäre, ob diese Dolomite und die dunklen Kalke ineinander übergehen oder ob zwischen beiden Zonen eine Längsstörung durchläuft. Tatsache ist, daß man in dem tiefeingerissenen Fölzgraben aus Werfener Schiefer und geringmächtigem Muschelkalk unmittelbar in die Dolmite gelangt, ohne daß eine Spur eines Mergelniveaus zu bemerken ist, während doch die schiefrig-mergeligen Gebilde beiderseits an den Höhen mächtig entwickelt vorhanden sind.

Dieser Umstand, verbunden mit dem Auftreten von Werfener Schiefer im Mitterbach ober der Fölzer Klamm, scheint dafür zu sprechen, daß zwischen der Dolomitregion, welche sich von Buchberg über das Zirbeneck, durch die oberen Fölzgräben, über die Endriegel und die Hakentörlschneide gegen den Seeberg zieht, tatsächlich eine Störung liege."

Bittner hat hier sicherlich nur an eine Verwerfung gedacht, aber es wäre immerhin möglich, daß diese Ausführungen Bittners von anderer Seite zur Konstruktion einer Schubfläche benützt werden.

Darauf ist nun folgendes zu entgegnen:

Würden die Werfener Schiefer des Mitterbachbodens tatsächlich das Durchstreichen einer Schubfläche andeuten, an welcher die Rifffazies deckenförmig über die Aflenzer Entwicklung geschoben ist, so müßte man erwarten, daß 1. die Werfener Schiefer dem Dolomit südlich des Mitterbachbodens aufliegen und mit nordwärts fallenden Schichten unter das Zirbeneck einfallen; 2. die Gesteine südlich und nördlich der Werfener Schiefer einen Faziesgegensatz zeigen. Tatsächlich aber ist keiner dieser Punkte erfüllt. An der Ostseite des Mitterbachbodens sieht man, daß die Werfener Schiefer 45° gegen Südost einfallen und am westlichen Ende desselben ist der Auflagerungskontakt der südlich anschließenden Dolomite des Luckensteins auf den Werfener Schiefern unmittelbar aufgeschlossen. Auch kann man nicht den geringsten petrographischen Unterschied zwischen den Ramsaudolomiten südlich und nördlich der Werfener Schiefer herausfinden. Die Werfener Schiefer des Mitterbachbodens sind also, wie bereits p. 19 ausgeführt wurde, offenbar nichts anderes als eine kleine SW—NO streichende Antiklinale, an welcher im tief eingeschnittenen Mitterbachgraben die den Untergrund des Dolomites bildenden Werfener Schiefer durch die Erosion bloßgelegt wurden. Interessant ist das Vorkommen nur dadurch, daß hier bereits die den Werfener Schiefern unmittelbar auflagernden — also offenbar

[1]) Verhandl. der Geol. Reichsanstalt 1887, p. 92.

anisischen — Dolomite die helle Farbe des Ramsaudolomites erkennen lassen, während nur 800 *m* entfernt, bei der Mündung des Schwarzenbachgrabens, noch dunkle Dolomite im anisischen Niveau zwischen Werfener Schiefern und Ramsaudolomit auftreten; man sieht also, wie rasch sich diese Faziesänderung vollzieht.

Das Auftreten der „Zlaken" genannten Einsenkung zwischen Mitteralpen- und Schönleitenplateau ist allerdings, wie im tektonischen Teile gezeigt wurde, durch das Auftreten einer Schar vielfach sich kreuzenden Verwerfungen bedingt. Daß es sich hier wirklich um echte Verwerfungen und nicht vielleicht um Schubflächen handelt, geht aus dem Verlauf der Schnittlinie der Dislokationsfläche mit der Erdoberfläche hervor. Aber selbst wenn Mitteralpe und Schönleiten durch eine Schubfläche voneinander getrennt wären, wäre dadurch theoretisch gar nichts gewonnen, denn der südlich dieser Linie gelegene Höchstein zeigt ebenso hochalpine Fazies wie die nördlich derselben befindliche Mitteralpe (p. 17).

Wie übrigens aus dem ein Jahr später veröffentlichten Aufnahmsberichte hervorgeht[1]), hat Bittner selbst nach genauerer Prüfung der Lagerungsverhältnisse klar erkannt, daß zwischen beiden Faziesgebieten ein allmählicher Uebergang stattfindet, so daß die Annahme einer Dislokation zwischen denselben gegenstandslos wird.

Ohne sich auf die von Bittner in seinem ersten Berichte angegebene Möglichkeit zu berufen, hat später Kober[2]) versucht, Aflenzer und Hochalpine Fazies (Riffazies) verschiedenen Decken zuzurechnen. Die Aflenzer Fazies wird der tiefer liegenden Hallstätter Decke, die hochalpine der Hochalpinen Decke zugerechnet; das Aflenzer Faziesgebiet kam nach Kober nördlich des hochalpinen zur Ablagerung und gelangte erst durch den Ueberschiebungsvorgang in seine heutige Lage. Auch F. Heritsch[3]) hat — wenigstens in seinen früheren Arbeiten — die Vorstellung vertreten, daß auf der Südseite der Hochschwabgruppe unter der hochalpinen Decke eine tiefere Kalkalpendecke zum Vorschein kommt.

Daß Aflenzer und Riffazies unmöglich verschiedenen Decken angehören können, ergibt sich bereits mit voller Klarheit aus dem im stratigraphischen Teile (p. 9—14) geschilderten, besonders an der Westseite des Bürgeralpenplateaus vortrefflich aufgeschlossenen Faziesübergang. Besonders sei darauf hingewiesen, daß eine einheitliche Masse Werfener Schiefer beide Faziesgebiete unterlagert, und daß man bei einer Wanderung über das Schönleitenplateau beinahe auf derselben Schichtfläche unmerklich aus der Aflenzer in die hochalpine Fazies gelangt. Daß die Trennung von Hallstätter und Hochalpiner Decke auf der Südseite des Hochschwabs mit Schwierigkeiten verknüpft ist, hat übrigens Kober selbst empfunden; denn er schreibt

[1]) A. Bittner, Aufnahmsbericht von Turnau bei Aflenz. Verhandl. der Geol. Reichsanstalt, 1888, p. 248—251.

[2]) L. Kober, l. c, p. 47.

[3]) F. Heritsch, Geol. Untersuchungen in der Grauwackenzone der nordöstl. Alpen, Abt. III, Sitzungsber. der Wiener Akademie der Wisensschaften. CXX (1911), p. 115.

wörtlich[1]): „Die Grenze gegen die hochalpine Decke ist im Feistringgraben eine eigenartige und täuscht eher einen primären Verband vor.“ Dieser primäre Verband ist eben nicht vorgetäuscht, sondern wirklich vorhanden; allerdings ist gerade der Feistringgraben, wie aus den obigen Ausführungen (p. 11) hervorgeht, das allerungeeignetste Profil zum Studium des Faziesüberganges. Kober schreibt dann weiter: „Die überaus mächtigen Ramsaudolomite der hochalpinen Decke werden unterlagert von schwarzen, dünnbankigen Kalken, welche das oberste Glied der Hallstätter Serie bilden.“ Hier kann nur der in Profil III dargestellte, beim „t“ von „Feistring-Gr.“ der Spezialkarte gelegene Punkt gemeint sein, an welchem tatsächlich Aflenzer Kalk durch Dolomit überlagert wird. Die Verfolgung dieses Kontaktes nach Osten und Westen ergibt aber mit voller Sicherheit, daß sich die Lagerungsverhältnisse bald derart umkehren, daß der Aflenzer Kalk dem Dolomit aufgelagert ist; das ergibt sich ja schon aus der Tatsache, daß der Gipfel des Oisching und Lärchkogels aus Aflenzer Kalk, der zwischen beiden tiefeingeschnittene Feistringgraben hingegen aus Dolomit besteht. Wir müssen also die Ueberlagerung des Aflenzer Kalkes durch Dolomit im Feistringgraben auf eine der sehr zahlreichen sekundären Falten zurückführen, die im Feistringgraben so prächtig zu sehen sind (p. 19)[2]). Uebrigens ist der Dolomit, der hier den Aflenzer Kalk überlagert, gar kein Ramsaudolomit, sondern Hauptdolomit; dies ergibt sich nicht nur aus seiner dunklen, fast schwarzen Farbe, sondern auch daraus, daß sich an demselben Kontakt 1 *km* weiter gegen Nordosten Halorellendurchschnitte im Dolomit gefunden haben (p. 11).

Wir können also mit Sicherheit feststellen, daß die Aflenzer Entwicklung tatsächlich südlich der Riffazies in demselben Meeresbecken zum Absatz gelangte und auf einer Strecke von 1—2 *km* in dieselbe übergeht.

Dieser Faziesübergang läßt nun zwei Tendenzen klar hervortreten:

1. Die Abnahme des terrigenen Materiales in der Richtung von Süd gegen Nord. Diese Tendenz tritt besonders klar in der karnischen Stufe in dem allmählichen Auskeilen der drei Reingrabener Schieferniveaus gegen Norden in die Erscheinung. Ich glaube, wenn das einstmals südlich der Bürgeralpe gelegene Triasgebiet von der Denudation verschont geblieben wäre, würde man die Beobachtung machen, daß die Reingrabener Schieferbänder immer mächtiger, die Zwischenkalkmassen hingegen immer schmäler werden und schließlich gänzlich auskeilen, so daß wir eine gänzlich aus mächtigen Reingrabener Schiefern bestehende karnische Stufe vor uns haben. Noch weiter im Süden haben sich wahrscheinlich Sandsteinbänke eingestellt — analog den Lunzer Sandsteinen im Norden —

[1]) L. Kober, l. c., p. 47.

[2]) Die Projektion des oberen Feistringgrabens ist mit einer strich-punktierten Linie in Profil III eingetragen. Man sieht, daß infolge der Faltungen südlich vom Oisching tatsächlich eine Strecke lang der Dolomit des oberen Feistringgrabens dem Aflenzer Kalk aufliegt.

und schließlich wäre man in das das terrigene Material spendende Festland gelangt, auf die zentralalpine Insel[1]).

Aber nicht nur das Auftreten der Reingrabener Schiefer, auch die schwarze Farbe, welche die meisten Kalke und Dolomite der Aflenzer Fazies im Gegensatze zur hochalpinen Entwicklung auszeichnet, deutet auf die größere Festlandsnähe der ersteren hin, da diese dunkle Färbung ja durch humose Substanzen bewirkt ist. Nur Ramsaudolomit und Wettersteinkalk der ladinischen Stufe sind die einzigen hellgefärbten Gesteine der Aflenzer Fazies.

2. Die Zunahme der Dolomitisierung in der Richtung von Süd gegen Nord. Diese Erscheinung ist schwerlich gleichfalls auf die wachsende Entfernung vom Festland zurückzuführen; Fraas[2]) beobachtete im Gegenteil im deutschen Muschelkalk eine stärkere Dolomitisierung in der Nähe der Küste. Die stärkere Dolomitisierung der hochalpinen Zone ist vielmehr wohl darauf zurückzuführen, daß hier hauptsächlich aus Korallen und Kalkalgen bestehende Riffe auftreten, die, wie wir durch die Untersuchungen an rezenten Korallriffen wissen, stets einen höheren Magnesiagehalt aufweisen als die nicht als Riffbildungen zu bezeichnenden Kalkabsätze[3]). Ist doch der Hochschwab ein Teil des mächtigen Barriereriffes, welches sich — mit einer Unterbrechung bei Neuberg — vom Hochkönig bis zum Wiener Schneeberg verfolgen läßt[4]).

Uebrigens scheint im Hochschwabgebiet hauptsächlich der Außenrand der Riffe dolomitisiert zu sein, da die dolomitarme Hochschwabfazies, wie aus den hier vorliegenden Untersuchungen hervorgeht, von den nicht riffartigen Sedimenten meist durch eine stärker dolomitisierte Zone getrennt ist.

F. F. Hahn[5]) erklärt den örtlichen Wechsel von terrigenen und organogenen Sedimenten in der karnischen Stufe dadurch, daß „Räume von seichtem Warmwasser mit üppigem Wachstum kalkabscheidender Organismen, deren Reste vollständig dolomitisiert wurden, von Strömungsstraßen kälteren Wassers umflossen waren mit Ueberschuß an feiner anorganischer und faulschlammreicher Trübe“. Diese gewiß sehr zutreffende Vorstellung macht jedoch die Hypothese einer zentralalpinen Insel nicht überflüssig; denn das terrigene Material der bei Aflenz, bei Johnsbach[6]), bei St. Martin[7]) südlich der Riffzone auftretenden Reingrabener Schiefer läßt sich nicht vom Festland der böhmischen Masse ableiten, da sich von St. Johann in Tirol bis Neuberg keine Zufahrtsstraße für dasselbe auffinden läßt, welche den

[1]) C. Diener, Die marinen Reiche der Triasperiode. Denkschriften der Wiener Akademie der Wissenschaften. Bd. XCII (1916), p. 428.

[2]) E. Fraas, Die Bildung der germanischen Trias, eine petrogenetische Studie. Württembergische Jahreshefte. Bd. 55 (1899), p. 61.

[3]) J. Walther, Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft, p. 663.

[4]) E. Spengler, Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. Mitteil. der Wiener geolog. Gesellschaft 1918, p. 35.

[5]) F. F. Hahn, Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitteil. der geolog. Gesellschaft in Wien, 1913 p. 322.

[6]) A. Bittner, Verhandl. der Geol. Reichsanstalt 1887, p. 91.

[7]) F. Trauth, Die geologischen Verhältnisse an der Südseite der Salzburger Kalkalpen. Mitteil. der geolog. Gesellschaft in Wien. Bd. IX (1916), p. 79.

langgestreckten, der Riffzone entsprechenden „Raum von seichtem Warmwasser" unterbrechen würde.

Die einwandfreie Feststellung, daß bei Aflenz die stärker terrigene Aflenzer Fazies tatsächlich südlich der Riffzone zum Absatz gelangte, hat aber auch eine sehr wichtige regionaltektonische Bedeutung. Denn an den anderen Punkten, an welchen eine stärker terrigene Fazies südlich der hochalpinen zu beobachten ist (Johnsbach, Südseite des Dachsteins[1]), ist diese Zone von der hochalpinen stets durch Bewegungsflächen getrennt, so daß der Faziesübergang nicht unmittelbar zur Beobachtung gelangt und die Haug-Kobersche Hypothese, daß diese Sedimente nördlich der hochalpinen zum Absatze gelangten und nur infolge der Deckenüberschiebungen derzeit südlich derselben liegen, wenigstens theoretisch möglich erscheint. Aflenz ist der einzige Punkt, an dem sich die Unmöglichkeit der Koberschen Hypothese mit voller Sicherheit nachweisen läßt; daraus läßt sich wieder mit großer Wahrscheinlichkeit schließen, daß diese Hypothese auch für die weiter westlich und östlich gelegenen Gebiete abzulehnen ist, und die Untersuchungen bei Aflenz werden dadurch eine wichtige Bestätigung der von Hahn[2]), Trauth[3]) und mir[4]) im Westen, von Ampferer[5]) im Osten vertretenen Vorstellung, daß die am Südrande der Kalkalpen auftretenden Bewegungsflächen nur kurze, nach Süden gerichtete Schubflächen darstellen.

Die Verhältnisse bei Aflenz unterscheiden sich aber dadurch nicht unwesentlich von denen an der Südseite der Dachsteingruppe, daß sich hier zwischen der durch das Dachsteinmassiv gebildeten Riffzone und der durch die terrigenen karnischen Gesteine an die Aflenzer Fazies erinnernden Bildungen des St. Martin-Werfener Vorlandes die an terrigenem Material freie, bathyale Hallstätter Entwicklung einschaltet[6]), während bei Aflenz zwischen Riffzone und Aflenzer Entwicklung die Hallstätter Zone vollkommen fehlt. Die Aflenzer Entwicklung zeigt nicht die mindeste Aehnlichkeit mit der Hallstätter Fazies des Salzkammergutes, selbst die weißen und roten, petrographisch an Hallstätter Kalk erinnernden ladinischen Gesteine kommen nicht in Betracht, da ja die Hallstätter Fazies des Salzkammergutes durch das vollständige Fehlen der ladinischen Stufe ausgezeichnet ist. Auch aus diesem Grunde ist es geradezu widersinnig, die Aflenzer Fazies einer „Hallstätter Decke" zuzurechnen.

---

[1]) Böse hat alle diese Gebiete als „Aflenzer Triasbezirk" zusammengefaßt. Es sei aber hier ausdrücklich bemerkt, daß sich die Vorkommnisse von Johnsbach und der Südseite des Dachsteins nur durch die mächtig entwickelten Reingrabener Schiefer der Entwicklung bei Aflenz nähern, sonst aber beträchtlich von dieser verschieden sind. Auch die Hüpflinger Kalke der Ennstaler Alpen sind trotz der Hornsteinführung nicht dasselbe Gestein wie die Aflenzer Kalke.

[2]) F. F. Hahn, Mitteil. der geol. Gesellschaft in Wien 1913, p. 305—317.

[3]) F. Trauth, Mitteil. der geol. Gesellschaft in Wien 1916, p. 84.

[4]) E. Spengler, Mitteil. der geol. Gesellschaft in Wien 1918, p. 64.

[5]) O. Ampferer, Geolog Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. Denkschr. der Wiener Akademie der Wissensch. 96. Bd. (1918), p. 3.

[6]) E. Spengler, Mitteil. der geol. Gesellschaft in Wien 1918, p. 28, 29

Viel größer allerdings sind die Beziehungen der Aflenzer Fazies zu der im Gebiete der Mürzschlucht bei Frein und des Königskogels herrschenden Triasentwicklung. Die Trias der Mürzschlucht ist ebenso wie diejenige von Aflenz durch reichlich entwickelte Reingrabener Schiefer (die allerdings von Geyer seinerzeit zum Teil als Zlambachschichten kartiert wurden, wie bereits Böse[1]) bemerkt), ferner sind die „Zlambachkalke" Geyers[2]) zweifellos mit dem Aflenzer Kalke identisch; hingegen unterscheidet sich das Mürzprofil von demjenigen bei Aflenz durch den ganz hochalpin entwickelten Ramsaudolomit unterhalb des Carditaniveaus und die *Monotis* führenden, grauen Hallstätter Kalke in der oberen Trias.

Ich glaube auch gar nicht, daß die Triasentwicklung des oberen Mürzgebietes die östliche Fortsetzung des Aflenzer Triasgebietes ist. Denn diese teils an Hallstätter, teils an Aflenzer Fazies erinnernde Trias des Königskogels und der Mürzschlucht scheint mir nach G. Geyers Untersuchungen, dessen Aufnahmen mir handkoloriert vorliegen, nördlich der Hohen Veitsch zum Absatz gelangt zu sein. Die Hohe Veitsch aber und der nur durch die Erosion von derselben getrennte Kamm der Wetterin sind in ihrer Fazies zweifellos hochalpin und tektonisch sicherlich die Fortsetzung der Aflenzer Staritzen und somit des Hochschwab.

Die Faziesgebiete hatten also schon zur Zeit ihrer Ablagerung im wesentlichen ihre heutige Lage. Die durch Riffazies charakterisierte Hohe Veitsch lag zwischen der Aflenzer Fazies im Süden und der teils an Aflenzer („Zlambachkalk", Reingrabener Schiefer), teils an Hallstätter (norische Hallstätter Kalke mit *Monotis salinaria*), teils an Riffentwicklung (Ramsaudolomit) erinnernden Fazies des Königskogels und der Mürzschlucht im Norden.

Daß diese Anordnung der Faziesgebiete bereits eine ursprüngliche ist und nicht erst durch spätere tektonische Vorgänge hervorgerufen, zeigen die zu beobachtenden Faziesübergänge. Mir ist das Gebiet allerdings aus eigener Anschauung nur zum geringsten Teil bekannt; aber die ausgezeichneten und sehr ausführlichen Beschreibungen G. Geyers[3]) ermöglichen bereits zahlreiche Feststellungen. Es ist nur nötig, die von Geyer angewendeten, der heutigen Stratigraphie nicht mehr entsprechenden Schichtbezeichnungen durch die heute gültigen zu ersetzen.

Derselbe Faziesübergang aus der Aflenzer- in die Riffentwicklung, welcher in dieser Arbeit im Gebiete zwischen Aflenz und Seewiesen eingehend beschrieben wurde, ist auch auf der Strecke Hochanger—Rauschkogel—Hohe Veitsch zu beobachten. Nur ist durch den Umstand, daß die Erosion auf dieser Strecke weite Lücken in die Triaskalke

---

[1]) E. Böse, Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias. I. Die Berchtesgadener Trias und ihr Verhältnis zu den übrigen Triasbezirken der nördlichen Kalkalpen (Zeitschr. der deutsch. geol. Gesellsch 1898, p. 580).

[2]) G. Geyer, Jahrb. der Geol. Reichsanstalt 1889, p. 740.

[3]) G. Geyer, Beiträge zur Geologie der Mürztaler Kalkalpen und des Wiener Schneeberges. Jahrb. der Geol. Reichsanstalt 1889.

gerissen hat, der Uebergang nicht in derselben Vollständigkeit wie bei Aflenz zu beobachten.

Wie ich mich durch eine Exkursion überzeugen konnte, zeigt die Fazies des als isolierter Zeugenberg zwischen Hochschwab- und Veitschgruppe aufragenden Rauschkogels noch sehr große Uebereinstimmung mit dem östlichen Hochangergebiete. Ueber den Werfener Schiefern liegt zunächst: 1. typischer anisischer Dolomit, über diesem 2. der uns aus dem Bürgeralpenprofile bekannte Knollenkalk (Reiflinger Kalk), über diesem 3. der weiße und rote Wettersteinkalk, in jeder Beziehung demjenigen der östlichen Hochangergruppe gleichend. Dieser Wettersteinkalk, der dem felsbildenden Kalke in den Ost- und Nordwänden des Missikogels entspricht, bildet den scharfen Felsgrat zwischen Roßkogel und Rauschkogel und bildet auf der Nordseite des Rauschkogels selbst eine steile Wandstufe. Am Gipfel des Rauschkogels geht dieser Kalk — genau so wie am Missikogel — in 4. hellen Dolomit über. Ob das Fehlen von Reingrabener Schiefern am Rauschkogel dadurch zu erklären ist, daß wir uns hier bereits in der Region befinden, wo dieselben gänzlich ausgekeilt sind, oder dadurch, daß das Triasprofil des Rauschkogels infolge der Denudation nicht mehr bis ins karnische Niveau reicht, ist nicht zu entscheiden. Jedenfalls aber zeigt der Rauschkogel den Typus der Uebergangsfazies zwischen Aflenzer- und Riffentwicklung — an die Aflenzer Fazies erinnert der Knollenkalk, an die Riffazies die mächtige Entwicklung der Wettersteinkalke und deren Uebergang in Dolomit. Tatsächlich liegt der Rauschkogel genau in der geradlinigen Fortsetzung der WSW—ONO streichenden Faziesgrenzzone des Aflenzer Gebietes (p. 24).

Verlängern wir nun diese Faziesgrenzzone noch weiter gegen NO, so treffen wir den südlichen Teil des Plateaus der Hohen Veitsch; wir werden daher auch hier die Uebergangsfazies in ähnlicher Weise wie am Rauschkogel erwarten. Das ist auch tatsächlich der Fall. Denn G. Geyer erwähnt das Vorkommen des für die Aflenzer Fazies charakteristischen ladinischen Knollenkalkes von der Südwestecke des Veitschplateaus[1]) und bemerkt, daß auch noch in der Schusterlücke am Ostende der Hohen Veitsch vereinzelte Hornsteine[2]) auftreten. Gegen Norden aber keilen diese Knollenkalklagen rasch aus — die Fazies ist gänzlich zur Riffazies geworden, und zwar ist sie zunächst wegen des Fehlens des Ramsaudolomites der Hochschwabfazies der Aflenzer Staritzen vergleichbar. Wir haben im stratigraphischen Teile dieser Arbeit gesehen, daß die Aflenzer Fazies der Bürgeralpe über die dolomitreiche Fölzfazies des oberen Fölzgebietes in die dolomitarme Hochschwabfazies übergeht, ferner daß im nördlichen Hochangergebiet zwischen der Aflenzer Fazies des Hörsterkogels und der Hochschwabfazies der Aflenzer Staritzen nur ein ganz untypischer Vertreter der Fölzfazies vorliegt; an der Veitsch endlich ist das Aequivalent der Fölzfazies ganz geschwunden, die Aflenzer Fazies geht unmittelbar in die Hochschwabfazies über. Aber auch das

[1]) G. Geyer, l. c. p. 592 oben.
[2]) G. Geyer, l c. p. 591.

Hochschwabfaziesgebiet selbst ist außerordentlich schmal geworden; denn schon am Nordabhange der Hohen Veitsch, noch mehr am Wildkamm, haben wir neuerdings einen stark dolomitisierten Typus der Riffazies vor uns, welchem westlich des Gollrader Tales die Zeller Staritzen entspricht.

Wir sehen also, wie zwei Zonen der Riffazies des Hochschwabgebietes, die Fölzfazies und die Hochschwabfazies, gegen Osten ausspitzen und im Gebiete der Hohen Veitsch die Aflenzer Fazies fast unmittelbar in die petrographisch neuerdings als „Fölzfazies" zu bezeichnenden Fazies der Zeller Staritzen übergeht.

Nach Norden nun geht die Riffazies, und zwar der Typus der Zeller Staritzen, in das obenerwähnte an Aflenzer, Hallstätter und Riffazies erinnernde Entwicklungsgebiet des Königskogels über. Es ist begreiflich, daß der Faziesübergang hier nicht so klar zu beobachten ist wie im Aflenzer Gebiet, da er in die äußerst heftig dislozierte Region der Dobreiner Linie[1]) fällt. Welcher Art die Störungen an der Dobreiner Linie sind, muß erst die Neuaufnahme des Blattes Mürzzuschlag ergeben; doch scheint es mir nach der von Geyer mitgeteilten Beobachtung, daß die Schichten zwischen der Weißalpe und Niederalpel sehr steil gegen Süden einfallen, am wahrscheinlichsten, daß die Veitsch- und Wetterinmasse wenigstens in der Gegend von Niederalpel an einer Schar steil südfallender Schubflächen ein kurzes Stück auf die nördlich folgende Königskogelgruppe hinaufgeschoben ist. Trotzdem aber läßt sich erkennen, daß auch hier ein Faziesübergang vorhanden ist. G. Geyer schreibt p. 546: „Die lichtgrauen Hallstätter Kalke werden nach Norden immer dünnschichtiger und dunkler, nehmen wulstige Schichtflächen an und führen Hornstein." Wenn man hier statt „Hallstätter Kalke" „Hochgebirgsriffkalke" setzt, wozu man ja berechtigt ist[2]), so glaubt man die in dieser Arbeit gegebene Schilderung des Faziesüberganges in den norischen Gesteinen des Schönleitenplateaus (p. 10) vor sich zu haben — nur erfolgt der Faziesübergang in umgekehrter Richtung. Bemerkenswert ist, daß ebenso wie bei Aflenz zunächst die tieferen Teile des Riffkalkes durch Aflenzer Kalk (= Zlambachkalk) ersetzt werden[3]).

Wie aus obiger Darstellung hervorgeht, entspricht es also den zu beobachtenden Faziesverhältnissen weit besser, wenn man annimmt, daß die Faziesgebiete schon zur Zeit ihrer Ablagerung dieselbe Anordnung hatten wie heute, als wenn man — wie Kober meint — eine Decke, welche durch eine sehr ungenau als „Hallstätter Fazies" bezeichnete Entwicklung charakterisiert sein soll, unter der „hochalpinen" Veitsch durchzieht.

Man wird vielleicht gegen die hier gegebene Erklärung einwenden, daß die nicht zu leugnende Identität der Aflenzer Kalke bei Aflenz und der „Zlambachkalke" des Mürzgebietes ein zusammenhängendes Ablagerungsgebiet verlangt. Darauf ist zu entgegnen, daß

---

[1]) G. Geyer, l. c. p. 766.

[2]) „Dr. Bittner bemerkt hierzu, daß das Aussehen des Gesteines eher an die Salzburger Hochgebirgskorallenkalke, als an typische Hallstätter Kalke erinnert" (G. Geyer, l. c. p. 554).

[3]) Siehe Profil I (Höchstein).

ein solcher Zusammenhang ja ohne weiteres bestehen kann; denn wir haben oben gezeigt, daß die Fölzfazies und Hochschwabfazies gegen Osten ausspitzt, also das Riffaziesgebiet an der Veitsch schon ungleich schmäler ist als am Hochschwab. Es ist nun sehr wahrscheinlich, daß das Hochschwab-Veitschriff am Ostende der Veitsch gänzlich zu Ende geht und die Aflenzer Kalke der Aflenzer Region im Süden mit den Aflenzer Kalken in der Mürzschluchtregion im Norden um das Ostende der Veitsch herum in ungestörter Verbindung stehen. Die Faziesgrenzen müssen ja nicht immer in den Alpen geradlinig ostwestlich verlaufen, in den heutigen Meeren haben ja auch die Faziesgrenzen einen sehr komplizierten Verlauf.

Allerdings ist es in diesem Falle unmöglich, daß das Hochschwab-Veitschriff mit dem Rax-Schneebergriff in direkter Verbindung stand; denn beide wären ja durch die riffreie, mergelreiche Zone der Mürzschlucht voneinander getrennt. Letztere muß also gegen Nordost neuerdings in eine Riffkalkzone, in das Rax-Schneebergriff übergehen; wie aus den Untersuchungen Geyers und Ampferers hervorgeht, ist dieser Faziesübergang im Stocke der Raxalpe sehr gut zu beobachten. Denn die Entwicklung, wie sie an der Heukuppe[1]) herrscht, erinnert durch ihren Reichtum an Mergeln und geschichteten Kalken noch an die Entwicklung im Gebiete des Königskogels einerseits, an die Aflenzer Fazies anderseits. Sie steht noch mit ersterer über die Südhänge der Schneealpe unterhalb der Farfel und die Lachalpe nördlich hinter der Hohen Veitsch in direkter Verbindung, und dasselbe war einst wahrscheinlich mit letzterer südlich vor der Hohen Veitsch der Fall. Wenn man aber von der Heukuppe aus auf dem Raxplateau gegen Norden geht, so sieht man, daß die mergelreiche Entwicklung der Heukuppe in einen mächtigen, ungegliederten Riffkalk, bezw. -dolomit übergeht, der die Hauptmasse der Rax und den größten Teil des Schneeberges zusammensetzt und das Maximum seiner Entwicklung im Höllentale erreicht[2]). An der Nordseite des Schneeberges erfolgt neuerdings ein Uebergang in geschichtete Kalke[3]).

Die höheren Teile der Schneealpe samt dem Roßkogel und Waxeneck habe ich bei diesen Bemerkungen über die Faziesverhältnisse der Mürztaler Alpen absichtlich aus dem Spiele gelassen, weil sie nach O. Ampferers Untersuchungen Reste einer höheren Schubdecke[4]) bilden.

Zum Schlusse sei noch bemerkt, daß ich die hier angefügten Bemerkungen über die auf Blatt Mürzzuschlag gelegenen Teile der Kalkalpen, die ich nur zum Teil aus eigener Anschauung kenne, vorläufig nur als Vermutungen bezeichnen möchte, im Gegensatz zu den Ausführungen über den Bau der Kalkalpen auf Blatt Eisenerz—Wildalpe—Aflenz, welche das Ergebnis genauester Kartierung im Felde sind.

---

[1]) O. Ampferer, Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. (Denkschr. der Wiener Akademie, 96. Bd.) Fig. 43, p. 28.

[2]) O. Ampferer, l. c. Fig. 11, p. 8.

[3]) O. Ampferer, l. c. Fig. 10b, p. 6.

[4]) O. Ampferer, l. c p. 28–31.

Die Gesteine der Bösensteinmasse.

(Rottenmanner Tauern.)

Von **Erwin Kittl.**

Mit 10 Textfiguren und einer Tafel (Nr. V).

1. Literaturverzeichnis.

1. 1848. Morlot, Erläuterungen zur geol. Bearbeit. VIII. Sect. des Generalquartiermeisterstabes von Steiermark, Wien.
2. 1854. Rolle, Ergebnisse der geognost. Unters. der südwestl. Steiermark, J. d. geol. R.-A., V., S. 322.
3. — D. Stur, Die geol. Beschaffenheit der Centralalpen zwischen dem Hochgolling und Venediger J. d geol R.-A , S. 818.
4. — Peters, Die geol. Verhältnisse der Nordseite der Radstätter Tauern. J d. geol. R.-A., S. 808.
5. 1871. D. Stur, Geologie der Steiermark, Graz.
6. 1872. P. v. Mertens, Analyse eines Anthracites von Dietmannsdorf in Steiermark. Verh. d. geol. R.-A., S. 85.
7. — K. M. Paul, Das Graphitwerk im Paltental bei Rottenmann in Steiermark. Verh. d. geol. R.-A., S. 169.
8. 1873. G. Stache, Die paläozoischen Gebilde der Ostalpen I. J. d. geol. R.-A., S. 135.
9. 1874. G. Stache, Die paläoz. Gebilde der Ostalpen II. J. d. geol. R.-A., S. 135.
10. 1882. M. Vacek, Ueber die Radstätter Tauern. Verh. d. geol. R.-A., S. 310.
11. 1883. D. Stur, Vorlage einer für das Jahrb. unserer Anstalt bestimmten Abhandlung: Funde von untercarbonischen Pflanzen der Schatzlarer Schichten etc. Verh. d. geol. R.-A., S. 48 und J. d. geol. R.-A., S. 189.
12. — H. v. Foullon, Ueber die petrograph. Beschaffenheit der Gesteine aus der Umgebung des Graphites bei Kaisersberg in Steiermark. Verh. d. geol. R.-A , S. 50.
13. — H. v. Foullon, Ueber die petrograph. Beschaffenheit der kristallinen Schiefer der untercarbonischen Schichten etc. J. d. geol R.-A., S 207.
14. 1884. A. Miller v. Hauenfels, Ueber einen Petrefactenfund in Obersteier. Mitt. des naturw. Ver. f. Steiermark. Graz, S. 106.
15. — M. Vacek, Ueber die geol. Verhältnisse der Rottenmanner Tauern. Verh. d. geol. R.-A., S. 390.
16. 1885. D. Stur, Vorlage eines von Dir. Döll im Pinolith vom Sunk im Paltentale Steiermarks gefundenen Tierrestes. Verh. d. geol. R.-A., S. 141.
17. 1886. M. Vacek, Ueber den geol. Bau der Zentralalpen zwischen Enns und Mur. Verh. d. geol. R.-A., S. 71.
18. 1890. M. Vacek, Ueber die kristalline Umrandung des Grazer Beckens. Verh. d. geol. R.-A., S. 9.
19. — M. Vacek, Einige Bemerkungen über die Radstätter Tauern. Verh. d geol. R.-A., S. 131.
20. — G. Geyer, Bericht über die geol. Aufnahmen im Gebiete der kristallinen Schiefer von Judenburg etc. Verh. d. geol. R.-A., S. 199.
21. — G. Geyer, Ueber die tektonische Fortsetzung der Nied. Tauern. Verh. d. geol. R.-A., S. 268.

22. 1891. G. Geyer, Bericht über die geol. Aufnahme im Gebiete des Spezialkartenblattes Murau. Verh. d. geol. R.-A., S. 108.

23. 1892. C. v. John, Ueber steirische Graphite. Verh. d. geol. R.-A., S. 413.

24. 1893. G. Geyer, Vorlage des Blattes St. Michael. Verh. d. geol. R.-A., S. 49.

25. — G. Geyer, Ueber die Stellung der altpaläozoischen Kalke etc. Verh. d. geol. R.-A., S. 406.

26 1894. E. Weinschenk, Beiträge zur Petrographie der östlichen Centralalpen, speziell des Großvenedigerstockes. Ueber das granitische Centralmassiv und die Beziehungen zwischen Granit und Gneis. Abhandl. d. bayr. Akad. d. Wiss., Bd. 18, III., S. 717.

27. 1896. E. Weinschenk, Zur Kenntnis der Entstehung der Gesteine und Minerallagerstätten der östl. Centralalpen. N. Jb. f. Min. I., S. 221.

28. 1898. C. Doelter, Das krist. Schiefergebirge der Niederen Tauern. Mitt. d. naturw. Vereines für Steiermark, S. 1.

29. — J. A. Ippen, Amphibolgesteine der Niederen Tauern etc. Mitt. d. naturw. Ver. f. Steiermark, S. 35.

30. — K. Schmutz, Zur Kenntnis einiger arch. Schiefergesteine der Niederen Tauern etc. Mitt. d. naturw. Ver. f. Steierm., S. 60.

31. 1900. E. Weinschenk, Zur Kenntnis der Graphitlagerstätten, Chem.-geol. Studien. II. Alpine Graphitlagerstätten. Abh. d. bayr. Akad. d. Wiss., II. Cl. XXI. Bd. II. Abh.

32. — E. Weinschenk, Ueber einige Graphitlagerstätten. Z. f. prakt. Geol. 1900, S. 36.

33. — R. Hoernes, Der Metamorphismus der obersteirischen Graphitlagerstätten. Mitt. d. naturw. Vereines f. Steiermark, S. 90.

34. — M. Vacek, Referat über E. Weinschenk, Die Graphitlagerstätten etc. Verh. d. geol. R.-A., S. 197.

35. 1901. M. Vacek, Zur Geologie der Radstätter Tauern. Verh. d. geol. R.-A., S. 191.

36. — M. Vacek, Ueber den neuesten Stand der geol. Kenntnisse in den Radstätter Tauern. Verh. d. geol. R.-A., S. 361.

37. — J. Ippen, Gesteine der Schladminger Tauern. Mitt. d. naturw. Vereines f. Steiermark, S. 85.

38. 1907. F. Heritsch, Ein Fund von Untercarbon in der Grauwackenzone der Ostalpen etc. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. in Wien, S. 125.

39. — F. Heritsch, Geol. Studien in der Grauwackenzone der Ostalpen etc. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. in Wien, CXVI., S. 1717.

40. 1909. F. Heritsch, Geologische Studien in der Grauwackenzone der Ostalpen II. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. in Wien. CXVIII.

41. — F. Becke, Ueber Diaphtorite. Tschermaks Mitt. XXVIII, S. 369.

42. 1911. F. Heritsch, Geol. Untersuchungen etc. III. Tektonik der Grauwackenzone des Paltentales. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. in Wien. CXX.

43. — F. Heritsch, Beiträge zur Geologie der Grauwackenzone des Paltentales. Mitt. des naturw. Ver. für Steiermark, S. 3.

44. — F. Heritsch, Fortschritte in der Kenntnis des geol. Baues der Centralalpen östl. vom Brenner etc. Geol. Rundschau III, S. 237.

45. — Cl. Lebling, Ueber den obersteirischen Zentralgranit. Zentralblatt für Min. etc., S. 727.

46. 1912. F. Heritsch, Das Alter des obersteirischen „Zentralgranites". Zentralblatt für Min. etc., S. 198.

47. 1914. Erwin Kittl, Geol.-petrographische Untersuchungen im Gebiete der Bösensteinmasse (Rottenmanner Tauern). J. d. geol. R.-A., S. 364.

48. 1916. F. Becke, Fortschritte auf dem Gebiete der Metamorphose. Fortschritte d. Min. etc., V., S. 210.

49. 1917. F. Heritsch, Korallen aus dem Kalk des Triebenstein-Sunk etc. Mitt. d. geol. Gesellschaft in Wien, IX., S. 151.

2. Einleitung.

Die in den folgenden Zeilen niedergelegten Studien schließen sich an den im Jahre 1914 veröffentlichten vorläufigen Bericht an und sollen vor allem die genauere Untersuchung des Bösensteingranites bekanntgeben. Der Vollständigkeit halber bin ich etwas über diese Grenzen hinausgegangen und nehme in Umrissen alle kristallinen Schiefer der Bösensteingruppe und ihrer nächsten Umgebung dazu, wenn auch die Ausführlichkeit aus Raummangel beschränkt werden mußte.

Bezüglich der älteren Arbeiten verweise ich auf die Literatur. Morlot und Rolle nahmen das Gebiet zuerst in großen Zügen auf. Die Arbeiten von D. Stur und Peters sind von allgemeinem Interesse für den Fortschritt der Aufnahmen in den Niederen Tauern. Mertens (6) und Paul (7) befassen sich mit den im Karbon auftretenden Graphiten. Stache (8, 9) gibt eine Uebersicht über die kristallinen Gesteine der Ostalpen, wobei auch die Niederen Tauern behandelt werden. In der Arbeit von Vacek (10) über die Radstätter Tauern sind nur Untersuchungen über die Schieferhülle, nichts über die Kerngesteine dargestellt. Sturs (11) Untersuchungen über unterkarbonische Pflanzenfunde in den Graphitschiefern im Preßnitzgraben gestatten eine Altersbestimmung der zuweilen über 4000 *m* mächtigen Gesteinsserie aus Phyllitgneisen, Glimmerschiefern, Tonglimmerschiefern, körnigen Kalken und Chloritschiefern, deren graphitführende Schichten sich über Mautern, Wald, Dietmannsdorf, Trieben, St. Lorenzen bis Rottenmann verfolgen lassen. Interessant ist der Nachweis einer kontinuierlichen Streckung des Gesteins, während die chemische Veränderung einen langsamen Ersatz der verkohlten Schichten erkennen lassen soll.

Foullon (12, 13) untersuchte im Anschluß an Sturs Arbeit eine Anzahl Gesteine des Paltentales und wies dabei folgende Typen nach: Gneise von der Zusammensetzung: Plagioklas (Albit), Quarz, Muskovit, Chlorit, Epidot und Biotit (akzessorisch), selten Turmalin; Phyllitgneise, bestehend aus Quarz, Orthoklas (wahrscheinlich Mikroklin), Turmalin, ferner Graphitphyllite mit Quarz, Chloritoid, glimmerähnlichen Mineralen und Zirkon.

Eine Arbeit M. Vaceks (15) gibt die Einteilung in Gneise und granatführende Glimmerschiefer gegenüber der zweiten Gruppe der Quarzphyllite Staches. Vacek stellte die unkonforme Auflagerung der letzteren Gruppe auf die erstere Gruppe im NO. fest. Die karbonischen Schiefer liegen wieder in einer Erosionsfurche auf dem älteren Grundgebirge (Gneis und älterer Quarzphyllit).

Im Jahre 1886 gibt Vacek (17) sieben in ihrer petrographischen Entwicklung in sich einheitliche, dagegen untereinander abweichende und in ihrer Lagerung voneinander unabhängige Schichtgruppen an, und zwar: 1. Gneis, 2. Granatglimmerschiefer, 3. Quarzphyllitgruppe, 4. Silur, 5. Karbon, 6. Eisenerzformation, 7. Neogen. Ebenso hat Vacek das Hauptstreichen der Gneismasse vom Bösenstein bis an das Murtal zwischen St. Michael und Knittelfeld von NW nach SO

von St. Michael an westöstlich, von Bruck an nordöstlich gefunden. Auf diese Wendung des Streichens müßte bei einem möglichen Zusammenhang des Bösensteingranites mit den Gneisen des Erzberggebietes hingewiesen werden. Die Vacekschen Schichtgruppen stimmen allerdings mit den Verhältnissen am Bösenstein nicht vollkommen. Die als tiefstes Schichtglied angegebenen Hornblendeschiefer treten am Bösenstein nicht unter dem Gneismassiv auf, während über dem Gneis Hornblendegesteine in verschiedener Art vorkommen. Das Vorhandensein von körnigen Gneisvarietäten wurde ebenso wie der Flasergneis schon von Vacek festgestellt.

Im Jahre 1890 fand Vacek (18) das die Basis der karbonen Quarzphyllite bildende Rannachkonglomerat.

Die Arbeiten von Weinschenk (26, 27) betonen den intrusiven Charakter der Zentralgranite und übertragen diese Anschauungen auf den Bösenstein, wenn dies auch schon aus den Arbeiten Vaceks und Geyers herauszulesen war. Bezüglich der Metamorphose der Graphitlagerstätten als Folge der Granitintrusion (31, 32) dürfte der Beweis noch zu erbringen sein. Wichtig ist die Feststellung der später noch zu besprechenden Einschlüsse von Muskovit und Klinozoisitkriställchen in den Plagioklasen des Bösensteingranites.

Heritsch' frühere Ansichten über die Verhältnisse der Triebensteingesteine haben in letzter Zeit durch die Feststellung devonischer Fossilien in den dunkelblauen, bituminösen Kalken an der. Basis des Triebensteins eine wesentliche Aenderung erfahren. Es erscheint nicht nur die früher angenommene Ueberschiebung des Triebensteins fraglich, sondern es kann auch das Alter der früher als Karbon angenommenen schwarzen, graphitischen Schiefer ein höheres sein. Die sogenannte jüngere Quarzphyllitgruppe dürfte also nicht immer mit Karbon gleichzusetzen sein.

Heritsch hatte ferner die genaue Lagerung des Serpentins vom Lärchkogel bei St. Lorenzen in den Phylliten beschrieben, doch wurde in neuester Zeit von Vacek[1]) die Serpentinklippe als weitaus älter angesehen als die Quarzphyllite. Der Serpentin wird nach Vacek von Quarzphyllit, teilweise auch von Silur und Karbon überlagert. Die verschiedenen Formationsreste von Obersilur, Unterdevon, Oberkarbon und Perm sind nach Vacek äußerst unregelmäßig verteilt[2]). Sie entsprechen den mehrfach unterbrochenen Ablagerungsprozessen, welche durch Perioden des Nichtabsatzes voneinander getrennt waren.

3. Orographische Uebersicht.

Die Masse des Bösenstein besteht, wie aus der Karte ersichtlich ist[3]), aus einem von NW nach SO streichenden Hauptkamm, parallel dem Glimmerschieferzug der Niederen Tauern. Die höchste Erhebung

[1]) Verhandl. der Geol. R.-A. 1918, S. 6.
[2]) Verhandl. der Geol. R.-A. 1919, S. 10.
[3]) Siehe die Karte im Jahrb. der Geol. R.-A. 1914, Tafel Nr. XIX.

der Rottenmanner Tauern ist der Große Bösenstein (2449 *m*). Im engen Zusammenhang mit dem Hauptkamm steht der niedrigere Parallelzug im Westen, mit dem Schüttkogel als höchster Erhebung. Dieser Zug zweigt beim Hochschwung vom Hauptkamm ab und bildet mit dem letzteren das Strechental. Ein kleiner, ungefähr 4 *km* langer Rücken ist noch zwischen beiden Kämmen parallel eingeschaltet: der Fürst. Gegen W ist der Kamm des Schüttkogels durch das ungefähr NS verlaufende Tal des Gollingbaches begrenzt, auf dessen Westseite der Zug des Hochgrössen-Hochrettelstein sich erhebt. Im Osten ist die Bösensteingruppe durch das Paltental von dem Komplex des Dürrenschöberl getrennt. Im Norden sind als Vorgebirge der Bösensteinmasse der Kamm des Blosen-Hohe Trett anzusehen.

---

4. Der geologische Zusammenhang der Gesteine der Bösensteingruppe.

Auf Grund der Aufnahmen von M. Vacek, G. Geyer, Ernst Kittl und dem Verfasser läßt sich am Bösenstein als altkristalline Gneismasse ein plattenförmiger, von NW nach SO streichender, gegen SW fallender Komplex ausscheiden. Seine räumliche Ausdehnung ist durch folgende Grenzen gegeben: Strechenklamm, Paltental (Südhang in halber Höhe des Bösensteinzuges), Hochhaide, Scheibelalm, Pölsbach, Bärwurzpolster, Reiteralm, Schüttkogelzug, Strechental. In zwei zungenförmigen Abzweigungen taucht der Gneis noch im Riednerkar und bei Oppenberg auf, beide westlich von der Kammlinie des Schüttkogels.

In dieser Gneismasse treten die Granitintrusionen auf, und zwar teils in Lagergängen, teils in Stöcken, welche die Schiefergneismasse an zahlreichen Stellen durchbrochen und Kontaktgesteine erzeugt haben, wie die zahlreichen Randfaziesbildungen beweisen. Ein zusammenhängender Granitkomplex ist in halber Höhe des Bösensteinzuges an der NO-Seite scheinbar konkordant mit dem Schiefergneis aufgeschlossen, er erreicht eine Mächtigkeit von zirka 100 *m*, ist aber in seiner Längenausdehnung vom Einschnitt unterhalb der Globukenalm über den Singsdorfergraben, Pechtalerhütten bis zum Rüben zu verfolgen. Stellenweise sind Flaser- und Augengneise als Randfazies zu sehen. Der zweite viel mächtigere und verzweigtere Intrusionsaufschluß wird durch die Granite vom Pitzereck-Fürst-Divaldspitz, ferner vom Fürst-Gefrorenseekoppe-Bösenstein mit zahlreichen Apophysen, Randfaziesbildungen, Apliten, Pegmatiten etc. gebildet.

Die Instrusivmasse vom Divaldspitz durchbricht die Gneismasse stockartig, erreicht eine Mächtigkeit von zirka 800 *m* und zeigt an ihrem NW-Rand (Huberhütte gegen Divaldspitz) aplitische Randfazies, darauf Flasergneis, in weiterer Entfernung vom Kontakte Augengneis mit deutlicher Erhaltung schiefriger Struktur. Der südliche Abhang des Bösensteinzuges und der Fürst sind bis gegen die Granitmasse Fürst (Südende) — Kl. Bösenstein aus echtem Schiefergneis, Flaser- und Augengneis gebildet. Kontaktgesteine treten

besonders deutlich am Fürst auf. Ein Aufschluß von Granitgneis findet sich ferner noch nördlich von Oppenberg, wo der Granitgneis von Amphiboliten überlagert wird. Die Gneiszunge von Stillbach zeigt keine intrusiven Gesteine.

In der ganzen Gneismasse finden sich eingelagert in Form von konkordanten Bändern quarzphyllitartige Schiefergneise, die mit den von Vacek als ältere Quarzphyllitgruppe bezeichneten Gesteinen größte Aehnlichkeit haben. Gut aufgeschlossen sind diese „Bänder" am Bärwurzpolster, ferner am Osthange des Schüttkogelzuges, oberhalb der Maxhütte beginnend bis zum Perschenkar. Da nun die ganze Gneismasse in Zusammenhang mit vielleicht bedeutend jüngeren tektonischen Vorgängen eine Diaphtorese im Sinne von Becke mitgemacht hat, lassen sich zwei Erklärungsmöglichkeiten anführen. Entweder sind diese phyllitischen Gesteine diaphtoritisierte Schiefergneise oder sie sind anders struierte Sedimente, da die Gesteine der älteren Quarzphyllite mit den Schiefergneisen auch durch allmähliche petrographische Uebergänge verbunden sind. Ferner muß noch hervorgehoben werden, daß die ganze Gneismasse zum Teil konkordant auf phyllitischen Gesteinen zu liegen scheint, wie es im Paltental stellenweise zu sehen ist. Die Mächtigkeit dieser Bänder von phyllitischen Gesteinen ist eine sehr geringe. Das am Kontakt zwischen Schiefergneis und den „jüngeren" Quarzphylliten, worunter hier die dunklen, feingefältelten, blättrigen Phyllite verstanden werden, auftretende phyllitische Gestein scheint nirgends zu fehlen. Die Verwandtschaft des letztgenannten mit den Schiefergneisen ist im Gegensatz zu den blättrigen, schwarzen oder grünlichen Phylliten nicht zu verkennen. Am Schüttkogel liegen an einer Stelle quarzitische Gesteine auf den Schiefergneisen, die als Fazies der Granatenglimmerschiefer aufzufassen sein dürften, da zwischen beiden Hornblendegesteine eingeschaltet sind.

Ueber den Gneisen liegen mit großer Regelmäßigkeit Hornblendegesteine, und zwar gewöhnlich Hornblendeschiefergneise, die hin und wieder deutliche Einwirkung der Granitintrusion zeigen, wie manche Hornblendeaugengneise.

Im Süden liegt über der Gneismasse als weit ausgedehnte Formation die Gruppe der Granatenglimmerschiefer. Diese enthält konkordant eingeschaltet im Streichen ziemlich stetige Amphibolite und Kalkeinlagen (die hochkristallinen Brettsteinkalke Heritsch[1]), im Süden bei Zeiring auch Pegmatite. Der Kontakt zwischen Gneis und Glimmerschiefer ist ein normaler und weist an jenen Stellen, wo die Granitintrusion wirken konnte, Erscheinungen einer Art Kontaktmetamorphose auf, wie Hornblendegarbenschiefer. Die Bildung dieser Hornblendegarbenschiefer läßt sich weit nach Westen verfolgen, wo eine Einwirkung des Granites nicht mehr sichtbar ist, wie sie zum Beispiel noch westlich von Donnersbach auftreten. Unregelmäßige Fetzen der Glimmerschiefergesteine finden sich am Schüttkogelzug verstreut, mit Hornblendegesteinen am Kontakt.

Die Verwandtschaft der älteren Quarzphyllitgruppe mit den Schiefergneisen wurde schon hervorgehoben, ihre Lagerung ist nicht konstant. Von Donnersbach gegen den Bösenstein zu bis zum Hoch-

grössen ist eine breite Zone von quarzphyllitischen Gesteinen zu beobachten, welche westöstlich streichen und unter einem Winkel von 30—50° unter den Glimmerschiefer einfallen. Beim Hochgrössen fallen die Phyllite unter den Serpentin ein, nördlich stellen sie sich steiler auf. Bei Oppenberg liegen über dem Granitgneis Hornblendegesteine, darüber der Phyllit mit deutlichem Nordfallen, unter dem Granitgneis ist noch Phyllit aufgeschlossen. Der Liegendphyllit ist zweifellos ein Aequivalent des Schiefergneises, vielleicht auch der Hangendphyllit. In dem letzteren Phyllit sind ferner noch Lagen von Chloritschiefern eingeschaltet, die noch Hornblende enthalten, also ehemals Amphibolite waren, wie die am Blosen nahe der Spitze vorkommenden Gesteine zeigen. Der Quarzphyllit stößt bei der Klamm diskordant an die Gneismasse. Das Streichen wird hier südwestlich bis nordöstlich mit ziemlich steilem Fallen nach NW. Beim Ausgang in das Paltental verschwindet der Phyllit. Unter der Gneismasse tritt er jedoch wieder auf, entweder steil aufgerichtet wie am Hochspitz, stößt er diskordant an den Gneis oder ist auch Einfallen unter den Gneis zu beobachten. Das regelmäßige scheint der erste Fall zu sein.

Bezüglich der Stellung der Quarzphyllite sind folgende Fälle möglich: 1. Sind sie Aequivalente der Gneise, dann ist die Lagerung bei Donnersbach der normale Kontakt. Im Paltentale können sie als weniger metamorphosierte oder anders struierte Sedimente oder aber auch als Diaphtorite aufgefaßt werden. Das Profil von Oppenberg stimmt gleichfalls damit, ebenso die phyllitischen Einlagen im Schiefergneis. 2. Sind die Phyllite jünger als die Gneise und Granatenglimmerschiefer, dann sind die Ueberlagerungen des Phyllites durch Gneis, durch Ueberschiebungen, die jedoch lokalen Charakter haben können, zu erklären. Liegen die Phyllite nach Vacek[1]) unkonform auf dem Erosionsrelief der alten Gneismasse, dann sind jene phyllitischen Einschaltungen im Gneis zu diesem zu stellen und die auf gelagerte Quarzphyllitgruppe davon zu trennen.

Eine weitere Schwierigkeit liegt auch in der unscharfen Abgrenzung der älteren Quarzphyllite. Mit dem Schiefergneis verwandt sind feingeschichtete Serizitphyllite, Serizitquarzite etc., wie sie tatsächlich im Verband der Schiefergneise vorkommen. Die typischen Quarzphyllite mit schaligen, oft bräunlich verwitterten Schichtflächen und Quarzlagen, ferner die von Vacek genannten dunklen, phyllitischen Schichten im Rohrachbachgraben lassen sich vom Schiefergneis schärfer abtrennen. Diese letzteren Phyllite stehen petrographisch den jüngeren Quarzphylliten Vaceks, den Karbonschiefern, näher als den Schiefergneisen. Lassen sich die Phyllite der Strechenklamm mit den jüngeren Phylliten nicht vereinigen, dann muß die von Vacek ausgesprochene Trennung der beiden Quarzphyllitgruppen aufrecht bleiben.

Auf die von Vacek neuerdings erwähnten Silurkalke des Lärcheck-Hohe Trett soll noch kurz hingewiesen sein, darauf einzugehen, liegt nicht im Sinne dieser Arbeit.

---

[1]) Erläuterungen zur geol. Karte etc., Zone 15, Kol. X der Spezial-Karte. Geol. R.-A. 1916.

Die dem Alter nach folgende Gesteinsgruppe ist die der jüngeren Quarzphyllite, Vaceks Karbonschiefer. Die jüngeren Quarzphyllite sind feinschieferige, blättrige dunkle oder grünliche Phyllite, zuweilen graphitisch. Die Chloritoidschiefer Foullons sind hierhergehörig. In dieser Gruppe treten die Magnesite der Karbonserie auf, gewöhnlich an Kalk gebunden. Ob das Alter dieser Phyllite nicht ein höheres als Karbon ist, muß derzeit dahingestellt bleiben. Ferner treten hier Talkschiefer auch als Begleiter der Magnesite auf, deren Umwandlung aus normalen Phylliten in der Regel deutlich zu erkennen ist. Abbauwürdige Talklager finden sich bei St. Lorenzen und Lassing. Die eingeschalteten hellen Kalkbänke, die Vacek als Karbonkalk bezeichnet, unterscheiden sich deutlich von schwarzen, bituminösen Kalken, die Heritsch (49) an der Basis der Kalkmasse des Triebensteins als devonisch beschrieb. Der Phyllit ist am Südkontakt meist steil aufgerichtet, im Paltental fällt er gegen die Talmitte flacher gegen N. Für die Lagerung einer Muldenform müßte der Phyllitflügel nördlich des Paltentales Südfallen haben. Dies stimmt jedoch nur teilweise zum Beispiel nördlich von Rottenmann, während bei Büschendorf und Bärndorf Nordfallen beobachtet wurde.

Sehr mächtig entwickelt ist nördlich vom Paltental eine Gesteinsserie, welche aus Grünschiefern, grünen Tuffen etc. besteht, welche Gesteine mit den weiter östlich von Heritsch nachgewiesenen Porphyroiden des Silur übereinstimmen. Ihr Verbreitungsgebiet ist der Südhang des Dürrenschöberls. Auf den Gesteinen der Blasseneckserie liegen am Dürrenschöberl Konglomerate, Sandsteine und Kalk, welcher von Vacek als Flaserkalk bezeichnet wurde[1]).

Bemerkenswert sind noch die stockförmig auftretenden Lager von Peridotitgesteinen. Das von Heritsch beschriebene Peridotitvorkommen vom Lärchkogel ist gebunden an die jüngere Quarzphyllitgruppe, nach Vacek bedeutend älter als diese. Kontaktbildungen könnten diesbezüglich Klarheit schaffen. Der Peridotitstock vom Hochgrössen tritt im Altkristallin auf. Im Süden liegt auf dem Serpentin Gneis, am Kontakt sind körnig entwickelte Hornblendegesteine. Im Norden wird der Peridotit von Phylliten der älteren Quarzphyllitgruppe, besser von Phylliten der Schiefergneisgruppe unterlagert. Am Kontakt finden sich Hornblendegesteine in stets schiefriger Ausbildung.

---

5. Granite und Orthogneise.

A. Petrographische Beschreibung.

Die granitischen Gesteine stellen in ihrer typischen Form mittelfeinkörnige (Fürst-Steinkar, Pitzereck, Gefrorenseespitz, Seitenstall, Bodederkar u. a.), selten grobkörnige (Kl. Bösenstein, Fürst-Westhang, Gr. Sonntagskar) echte Granite dar mit basischen Schlieren, basischeren Faziesbildungen wie der Glimmerdiorit vom Seitenstall, Apliten, Pegmatiten, wie sie am Fürst zu sehen sind (Schriftgranit) und

[1]) Verhandl. d. Geol. R.-A. 1919, S. 10.

basischen Gängen, wie der Hornblendeporphyrit von der Gfrorenseescharte zeigt. Die Gesteine sind charakterisiert durch einen bei den saureren Typen immer vorhandenen Mikroklingehalt, der jedoch auch in Form von Schachbrettalbit vertreten sein kann. Der einzige primäre Glimmer ist ein Biotit, der stets pleochroitische Höfe von großer Stärke und beträchtlichen Dimensionen aufweist. Die Gesteinsplagioklase zeigen in ihren optischen Eigenschaften keine Mischung, die mehr als 20% Anorthitsubstanz enthalten würde. Anorthitärmere Plagioklase sind dagegen bis zu reinem Albit vorhanden. Die Vermutung, daß ursprünglich basischere Plagioklase vorhanden waren, soll später näher begründet werden. Die Zonarstruktur der Plagioklase von Erstarrungsgesteinen ist in Spuren fast überall zu sehen.

Als Normaltypus des Granites können die am Fürst, Seitenstall, Gfrorenseescharte, Moserspitz, Kotalpe aufgeschlossenen Gesteine gelten. Sie sind mittel- bis feinkörnig, von aschgrauer, ziemlich gleichmäßiger Farbe. Die hellen Partien lassen die mattglänzenden Spaltflächen der bläulichweißen Feldspate neben den glasig glänzenden Quarzkörnern mit freiem Auge erkennen. Der Biotit in schwarzen bis bräunlichen Blättchen, Leisten und Fetzen ist regellos im Gestein verteilt. Grünliche Färbung des Biotites deutet eine Umwandlung in Chlorit an. Stellenweise Anreicherung des Biotits — basische Schlieren —, deren Durchmesser mehrere Zentimeter beträgt, wurden beobachtet. Diese Schlieren sind am Fürst von Aplitgängen begleitet, die aus Plagioklas bestehen, an den Salbändern Quarz zeigen oder als reine Quarzgänge eine letzte Bildung darstellen. Auch Augen von Mikroklin bis zu 4 *cm* Größe wurden in dem durchschnittenen Gestein gefunden.

Als wesentlichen makroskopischen Unterschied gegenüber den Zentralgraniten der Hohen Tauern zeigen die Gesteine des Bösenstein in frischen Stücken ein viel matteres, glanzloseres Aussehen.

Mikroklin.

Als ein wesentlicher Bestandteil der Bösensteingranite ist der Mikroklin anzuführen. Er zeigt entweder seine primäre Form oder ist in Schachbrettalbit umgewandelt. In den sauren Typen fehlt er niemals, im Glimmerdiorit wurde er nicht beobachtet. Auch in den Orthogneisen, wie sie die flaserige und augengneisartige Randfazies der Granite darstellen, fehlt er nicht. Hier bildet er porphyrische Augen, die auch in Schachbrettalbit umgewandelt sein können. Seine Ausbildungsweise ist also eine zweifache: 1. als zuletzt erstarrter Anteil des granitischen Magmas; 2. als Einsprengling in porphyrartigem Granit, Augen- und Flasergneis.

In der ersten Ausbildungsweise steht der Kalifeldspat an Menge gewöhnlich nach. Seine Konturen sind stets durch seine Nachbarn vorgeschrieben. Individuen, die keine Mikroklingitterung zeigen, wechseln ab mit solchen von deutlich sichtbarer Gitterung bis zu undeutlich verschwommener, wogender Auslöschung. Der Kalifeldspat dürfte dennoch nur Mikroklin sein. Perthitische Verwachsungen von Mikroklin mit Plagioklas in Form von feinen Albitspindeln sind, wenn

auch selten zu beobachten. Diese Spindeln sind parallel angeordnet und verlaufen mit wechselnder Stärke in Systemen von Spaltrissen. Die genaue optische Bestimmung der Einwachsungen konnte nicht ermittelt werden, da sie stets sehr klein sind, das heißt nicht viel über die Breite der Spaltrisse hinauswuchsen. An Schliffen von anderen Gesteinen, wo ausschließlich Schachbrettalbit vorkommt, konnte die Zusammensetzung als Albit bestimmt werden.

Wo der Kalifeldspat in größeren Körnern auftritt, umschließt er oft gut konturierte Plagioklase und Quarzkörner. Dasselbe gilt für den Schachbrettalbit. Eine deutliche Kristallform besitzen jedoch diese bis 3 *cm* großen Körner nicht. Die Zwillingsgitterung ist in der verschiedensten Abstufung sichtbar. Stellenweise zeigen einzelne Individuen nur am Rande Gitterung. Ein Durchschnitt mit zentralem Austritt der Mittellinie γ, wobei die Ebene der optischen Axen in der Richtung der Spaltrisse nach *P* verläuft, ergab mit diesen einen Auslöschungswinkel von 7°. Myrmekit tritt hier selten auf, sein schönstes Auftreten fällt mit der ersteren Ausbildungsweise des Kalifeldspates zusammen.

Plagioklas.

Unter dem Plagioklas soll nur der ursprüngliche Gesteinsplagioklas beschrieben werden und die ihn betreffenden Veränderungen. Der Schachbrettalbit wurde bei Mikroklin besprochen. Was nun den Gesteinsplagioklas betrifft, so muß vorausgeschickt werden, daß er seinen primären, einem Erstarrungsgestein entsprechenden Bau nur teilweise und auch dann oft nur undeutlich erhalten zeigt. Eine oder mehrere Zeitperioden, die das erstarrte Gestein mitgemacht hat, entsprachen offenbar anderen Druck- und Temperaturverhältnissen, als der Stabilität eines Tiefengesteins entspricht, so daß das Gestein dem Einfluß einer Diaphtorese zugänglich wurde. Dadurch wurde das Gestein den Bildungsbedingungen kristalliner Schiefer näher gebracht. Dies äußert sich besonders bei den Plagioklasen, welche Gesteinspartien angehören, welche mechanisch beeinflußt waren. Hier sind Plagioklase mit inversem Zonenbau vorhanden. Hand in Hand damit tritt dann auch sekundärer Muskovit in Form von Flasern auf. Nach der angedeuteten Art der Veränderung läßt sich der Plagioklas in drei Arten teilen:

a) Plagioklas, welcher die Reste aus dem Schmelzfluß entstandener Individuen darstellt, mit normalem Zonenbau: Kern basischer als Hülle.

b) Plagioklas, welcher vielleicht noch einen Rest des ursprünglichen Plagioklases darstellt, jedoch nicht mehr die derzeitige Zusammensetzung, da die Kernpartien durch spätere Einflüsse in Albit und massenhafte Einschlüsse von Klinozoisit und Muskovit zerfallen sind, mit deutlich sich abhebenden reinen Albiträndern. Unterschiede in den optischen Eigenschaften sind zwischen Kern und Hülle nicht vorhanden. Die chemische Zusammensetzung wird durch die optischen Merkmale als sauerstes Endglied der Plagioklasreihe bestimmt. Ferner sind hier noch Plagioklase zu erwähnen mit deutlichen, scharfen Umrissen, jedoch ohne Einschlüsse oder Zonenstruktur, wie sie in

größeren Individuen von Mikroklin oder Schachbrettalbit vorkommen. Dazu kommen noch Plagioklaskörnchen, die sehr albitreich sind, ohne jegliche Zonenstruktur. Diese treten selten zusammen auf mit den Plagioklasen der ersten Gruppe.

c) Plagioklase, welche neben den erwähnten Eigenschaften oder ausschließlich die inverse Zonenstruktur der kristallinen Schiefer aufweisen.

Die Farbe der Plagioklase ist mit freiem Auge ein milchiges, mattglänzendes Weiß mit einem Stich ins Bläuliche. Die Umrisse und Zwillingsbildungen sind je nach der Zugehörigkeit zu den verschiedenen Gruppen verschieden.

Gruppe a.

Diese Plagioklase zeigen keine irgendwie erkennbaren kristallographischen Begrenzungselemente. Meist sind es rundliche Körner von mikroskopischer Dimension. Sie sind im Gegensatz zu den anderen Plagioklasen u. d. M. leicht getrübt, jedoch häufig ohne die sonst so massenhaften Einschlüsse. Der Bau wird am besten durch einige Beispiele erläutert.

An einem Schliff von Seitenstall (Granit) wurde in einem nach dem Albitgesetz verzwillingten Individuum (*A* und *A'*) eine in der Mitte eingeschlossene Partie (*B*) beobachtet, die ganz zerfressen aussieht. *B* zeigt weniger Einschlüsse von Klinozoisit als *A*. Bei *B* tritt α genau senkrecht aus, bei *A* etwas gegen den Beschauer geneigt. Die Auslöschungswinkel sind gemessen nach der Trasse von *M*[1]):

A	19° —	weniger als 4% *An.*
A'	— —	—
B	4° —	17·5% *An.*

Ein Durchschnitt mit zentralem Austritt von α von der Gfrorenseescharte zeigt folgendes Bild. Eine unregelmäßige Kernpartie, einschlußfrei, jedoch getrübt, ohne Zwillingsbildungen, ist von Plagioklassubstanz umgeben, die reich ist an den erwähnten Einschlüssen und breite Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz zeigt. Das Ganze wird von einem Rand von einschlußfreier Plagioklassubstanz umgeben, die viel feinere Albitlamellen aufweist. Die Mittellinie tritt bei dem Kern schwach nach oben geneigt, bei den Hüllen genau senkrecht aus. Die Auslöschungswinkel sind:

Kernsubstanz	0°	—	20% *An.*
Einschlußreiche Hülle:			
1	17°	—	4% *An.*
1'	—	—	—
Saum	17°	—	4% *An.*

[1]) F. Becke, Zur Physiographie d. Gemengteile krist. Schiefer. Denkschr. d. Ak. d. Wiss. in Wien. 75. S. 106.

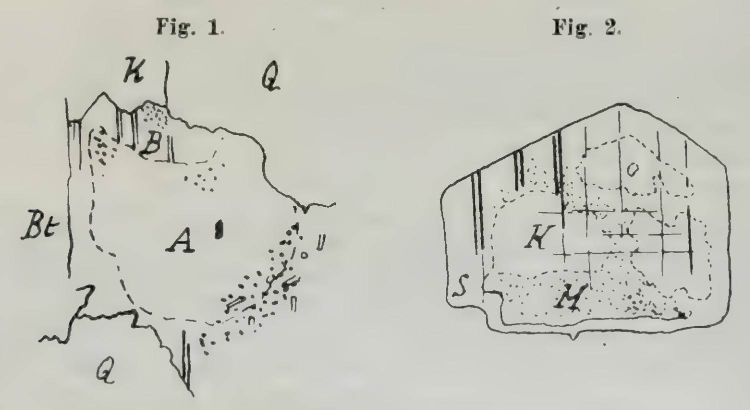
Ein Durchschnitt aus dem Granit vom Pitzereckfuß zeigt senkrecht zu *M* und *P* für eine Kernpartie mit Saum folgende Winkel:

Kern . . . . . 4·5° — 16·5% *An*,

Saum . . . . . 18·5° — weniger als 4% *An*.

Ein für die Verhältnisse typischer Durchschnitt (Fig. 1) zeigte folgende Erscheinungen: Das Individuum ist genau senkrecht zu α getroffen. Die mit *A* bezeichnete Partie stellt einen Oligoklasrest dar, der an zwei Seiten von Quarzkörnern begrenzt ist. Wo diese Partie an Kalifeldspat, Biotit und Plagioklas grenzt, zeigt sich dieselbe

Fig. 1. Fig. 2.



Plagioklas aus dem Granit vom Pitzereck-Ostfuß.

Fig. 1. *A*, *B* = Plagioklas. — *K* = Kalifeldspat. — *Bt* = Biotit. — *Q* = Quarz.

Fig. 2. *K* = Kern. — *H* = Hülle. — *S* = Saum.

Substanz, die in der Mitte nur etwas getrübt ist, reicher an den bekannten Einschlüssen. Das ganze Individuum besitzt noch einen scharfen Rand von durchsichtigem Albit mit Albitzwillingslamellen (*B*), und zwar an den Stellen, wo Biotit und Mikroklin an den Plagioklas grenzen. Gegen die Quarzkörner fehlt der Albitsaum. Der Kern ist stärker lichtbrechend als die Ränder. Die Auslöschungswinkel an dem Schnitt, der gleichzeitig senkrecht zu α und *M* und *P* getroffen ist, sind folgende:

senkrecht:	α	*MP*	
A . . .	2°	2°	— 18% *An*.
B . . .	11°	11°	— 9% *An*.
B' . . .	13°	—	— —

Bemerkenswert ist, daß auch hier die Grenze gegen den Quarz die Zone darstellt, wo der Plagioklas einer viel weniger intensiven Veränderung unterlag als an den Stellen, wo er an Silikate angrenzte.

Im allgemeinen wurde bei den genannten Gesteinen beobachtet, daß die Auslöschungswinkel bei senkrechtem Austritt von α bei den Oligoklasresten zwischen 1—2° schwanken entsprechend 18 bis 19% *An*, für die Hüllen entsprechend 9 bis 11% *An*. Die Kernreste zeigen keine Zwillingsbildungen, die Hüllen, wo sie einschlußreich sind breite Albitzwillingslamellierung und einzelne Periklinlamellen, die hellen Albitsäume jedoch nur Albitzwillingslamellen in feinerer Verzwillingung.

Am Granit von Seitenstall (Fig. 2) wurde beobachtet: Ein Schnitt senkrecht zu *M* und *P* zeigt eine in unregelmäßige Partien aufgelöste Kernsubstanz, einschlußfrei aber getrübt, umgeben von einer Hülle von Einschlüsse enthaltendem schwächer lichtbrechendem Plagioklas mit Albitlamellen. Die Einschlüsse sind nur Klinozoisit, wie an der starken Licht-, aber schwachen Doppelbrechung zu erkennen ist. Um das Ganze ist wieder ein Saum von reinem Albit. Das Korn erweckt den Eindruck, als wären die Flächen der Prismenzone deutlich entwickelt.

Die Auslöschungswinkel sind folgende:

Kern . . .	+ 1°	— 21% *An*.
Hülle:		
1 . . .	8°	— 13% *An*.
1'	6°	— 13% *An*.
Saum . . .	16°	— weniger als 4% *An*.

Die Spaltrisse nach *P* laufen durch das ganze Individuum, ebenso die nach *M*, die letzteren werden in der Hülle durch die Albitlamellen undeutlich gemacht. Gemessen wurde hier die nach α' genommene Auslöschungsrichtung im Schnitt senkrecht zu *M* und *P* mit der Trasse von *M* im spitzen Winkel *MP*. Die Lichtbrechung zeigt n (Kern) $>$ n (Hülle), γ' und α' des Saumes erweist sich in allen Lagen schwächer lichtbrechend als ε und ε' des benachbarten Quarzes. Somit muß der Rand unter 30% *An* haben.

Aus dem Granit vom Seitenstallpolster wurde beobachtet: Ein Schnitt parallel zu *M* mit senkrechtem Austritt von γ mit deutlichen Spaltrissen nach *P* zeigt die auf Fig. 3 ersichtliche Struktur.

Eine Partie mit größter Auslöschungsschiefe *C* wird halbmondförmig von den Partien *B* und *B'*, die kleineren Auslöschungswinkel zeigen umgeben, diese werden wieder von der Partie *A* teilweise umrandet. *A* hat den kleinsten Auslöschungswinkel und deutliche Spaltrisse nach *P*. Die Begrenzung zeigt keinerlei Kristallflächen. Bemerkenswert ist, daß die äußerste Albitzone hauptsächlich dort auftritt, wo der Plagioklas an Schachbrettalbit angrenzt. Die Messung der Auslöschungswinkel ergab mit den Spaltrissen nach *P* folgende Werte:

A	21°	— weniger als 4% *An*.
B	6·5°	— 19·5% *An*.
B'	11°	— 15% *An*.
C	30°	— —

Das konoskopische Bild zeigt bei *A* den Austritt von γ schwach nach rechts oben geneigt austreten, bei *B* genau zentral, bei *C* merklich nach links unten geneigt. Nach diesen Messungen läßt sich das Vorhandensein zweier verschiedener Oligoklase feststellen, umgeben von einer Hülle von Albit. Auch hier ist der innere Rand von *A* mit Einschlüssen ausgestattet, während der äußerste Saum ganz einschlußfrei ist. Die Partie *C* ist bezüglich ihrer Stellung und Zusammensetzung nicht recht in Einklang zu bringen mit dem anderen Teil des Individuums. Es ist möglich, daß *C* eine ältere Bildung darstellt, da die Biotite älter als *B*, aber jünger als *C* zu sein scheinen.

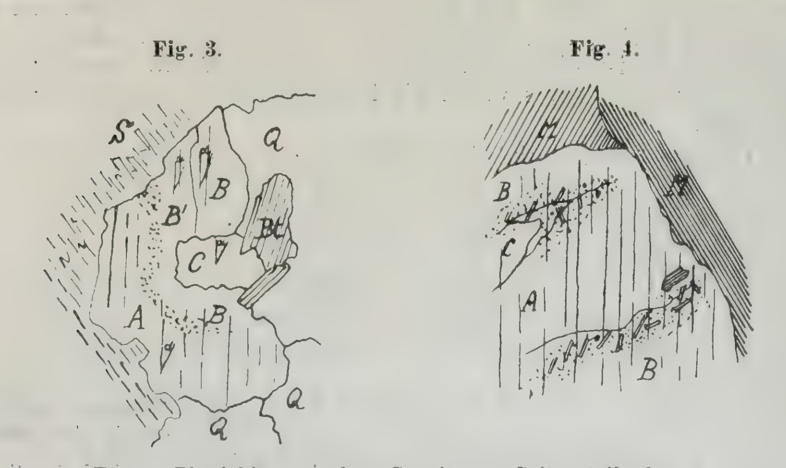


Fig. 3. Plagioklas aus dem Granit vom Seitenstallpolster.

A, *B*, *C* = Plagioklas. — *Q* = Quarz. — *Bt* = Biotit. — *S* = Schachbrettalbit.

Fig. 4. Plagioklas aus dem Glimmerdiorit von Seitenstall

A, *B*, *C* = Plagioklas. — *M* = Biotit.

Zum Vergleich soll noch ein Fall aus dem Glimmerdiorit vom Seitenstall angeführt werden, wo sich das in Fig. 4 veranschaulichte Bild findet.

Das Plagioklaskorn wurde senkrecht zu γ getroffen, ist von Biotit und Plagioklas begrenzt und zeigt zahlreiche Spaltrisse nach *P*. Der mit *A* bezeichnete Teil des Plagioklases ist nach zwei Seiten mit breiten Bändern *B* versehen, an zwei Stellen schieben sich der Auslöschung nach verschiedene Partien *C* ein. Der mit *A* bezeichnete Teil ist nicht reich an Einschlüssen, während die umgebenden Partien geradezu vollgepfropft sind mit Schüppchen und Täfelchen von Klinozoisit und Muskovit. Nur der äußerste Rand ist wieder einschlußfrei. Der basischere Anteil *A* erscheint gegen die umgebenden Partien schärfer getrennt als *C* und *B*. Etwa korrodierte, gezackte Ränder von *A* sind nicht zu sehen. Die Auslöschungswinkel gegen die Spaltrisse sind folgende:

A . . .	— 1°	— 20·5% *An.*
C . . .	+ 10°	— 16% *An.*
B . . .	— 20°	— nahe Albit.

Die konoskopische Beobachtung zeigte, daß die Axenebene bei *A* gerade durch das Zentrum von vorn nach rückwärts zu verläuft, γ tritt zentral aus. Bei *C* ist γ etwas geneigt und tritt fast unmerklich, bei *B* deutlich im rechten oberen Quadranten aus.

Aus den angeführten Beobachtungen lassen sich folgende Schlüsse ziehen:

1. Die Kernpartien stellen Reste eines ursprünglichen Gesteinsplagioklases vor. Eine Zonenstruktur an den Resten ist nicht nachweisbar, Zwillingsbildungen fehlen.

2. Die Hüllen um die genannten Kernpartien stellen in erster Linie eine Zone von albitreicherer Substanz vor, welche jedoch durch die massenhaften Einschlüsse von Klinozoisit und Muskovit ausgezeichnet sind. Sie stellen daher eine Zerfallszone eines ursprünglich basischeren Plagioklases in albitreichere Mischung und die Einschlußminerale dar. Ob die Hüllen mit den erstgenannten Kernen gleichzusammengesetzt waren oder ob sie auch ursprünglich saurer waren, kann nicht entschieden werden. Möglich erscheint es, daß die Hüllen denselben *An*-Gehalt gehabt haben wie die Kerne, denn der Zerfall entspricht einem Stabilitätszustand des Albites und kann bei der anorthitreichsten Mischung begonnen haben. Die erhalten gebliebenen Kerne sind von dem Zerfall verschont geblieben. Ob der Zerfall vor oder nach der Bildung der äußersten Albitsäume erfolgte, soll dahingestellt sein, doch deuten die vorhandenen Albitzwillingslamellen auf den Zerfall vor der endgültigen Bildung der Säume.

3. Die Albitsäume, welche einschlußfrei sind, zuweilen sehr feine ausgesprochene Zwillingslamellierung aufweisen, stellen zweifellos die jüngste Bildung vor. Auch hier bleibt die Frage offen, ob die Säume einen Rest der alten Zonenstruktur oder eine neuere Umbildung darstellen. Zeitlich dürfte die Bildung der Säume dem Zerfall der vorerwähnten Hüllen sehr nahe stehen.

Mit Sicherheit lassen sich also nur die Kernpartien als ursprüngliche Gesteinsplagioklase des Granitmagmas erkennen, die anderen Teile unterlagen späteren Veränderungen, welche ihre ursprüngliche Natur nicht mehr mit Sicherheit erkennen lassen.

Gruppe b.

Die zweite Art einer Zonarstruktur ist jene, wo kein unveränderter Rest eines primären Plagioklases mehr vorhanden ist, wohl aber der Schluß auf einen solchen gezogen werden kann. Die typische Form ist ein Kern, der vollgepfropft ist mit den erwähnten Einschlüssen von Klinozoisit und Muskovit, wenig oder gar nicht zerfressen aussieht gegen eine ihn umgebende Hülle von einschlußfreiem Plagioklas. Die Hülle entspricht dem unter Gruppe *a* beschriebenen Albitsaum. Die optischen Eigenschaften stimmen bei beiden in der Regel überein, Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz sind in beiden

vorhanden, doch können die Lamellen in der Kernpartie weniger zahlreich sein oder ganz fehlen, während sie in der Randpartie stets und in großer Zahl vorhanden sind. Die Auslöschungswinkel beider stimmen entweder überein, das heißt das Individuum löscht einheitlich aus, oder ist der Auslöschungswinkel der Kernpartie um 1—3° kleiner als der der Hülle, dann ist der Kern basischer als die Hülle, oder die Hülle hat einen um einen sehr geringen Betrag geringeren Auslöschungswinkei, so daß der Kern derzeit sogar etwas saurer wäre als die Hülle. Zur Erklärung des Falles, wo die Kernpartie etwas basischer ist als die Säume, dient folgende Erwägung. Der ursprüngliche basischere Plagioklas zerfiel unter gewissen Verhältnissen in saureren Plagioklas nahe Albit und die Einschlußminerale, bei diesem Zerfalle mußte nicht notwendigerweise genau dieselbe Zusammensetzung eintreten, wie die Säume, wenn auch anzunehmen ist, daß beim Zerfall gleich der reine Albit gebildet wurde, und nicht *An*-reicherer Albit als das reine Endglied. Die Bildung der Albitsäume weichen in ihrem Verhalten etwas von Kernalbit ab, so daß die Möglichkeit besteht, daß sich die Säume neugebildet oder umgebildet haben als der ursprüngliche Plagioklas zerfiel oder die Saumbildung trat erst zu einer späteren Zeit ein, die von der Zerfallszeit getrennt ist.

Wo der Kern um ein weniges saurer ist als die Hüllsubstanz, kann folgende Erwägung dienlich sein. War als Hüllsubstanz kein ganz reiner Albit vorhanden, als Kernsubstanz jedoch ein so basischer Plagioklas, daß er unter keinen Umständen mehr bestandfähig war, so mußte dieser zerfallen, die Hüllsubstanz konnte jedoch bestehen bleiben. Ein ganz reiner Albitsaum kann noch dazutreten.

Schnitte mit senkrechtem Austritt von α ergaben mit der Trasse von *M* für Kern und Hüllen meist 17°, entsprechend einem Albit mit 4% *An*. Die Differenzen in den Auslöschungswinkeln zwischen Kern und Hüllen wurden bereits erwähnt und bedürfen keiner weiteren Ausführlichkeit. Spuren von Flächenausbildung kommen, wenn auch sehr selten, vor und dann nur andeutungsweise.

Hier zu erwähnen sind noch folgende Plagioklastypen, die von den oben beschriebenen abweichen: 1. Größere selbständige Individuen mit feinen, sehr zahlreichen Albitlamellen, einzelnen Periklinlamellen, dicktafelförmig mit wenig Einschlüssen, die Innenpartien leicht getrübt, immer mit hellem Albitsaum umgeben. Die optische Bestimmung ergab Albite zwischen 4 und 8% *An*. Es dürfte sich hier um größere Feldspataugen handeln, die a priori keinen so hohen *An*-Gehalt gehabt haben.

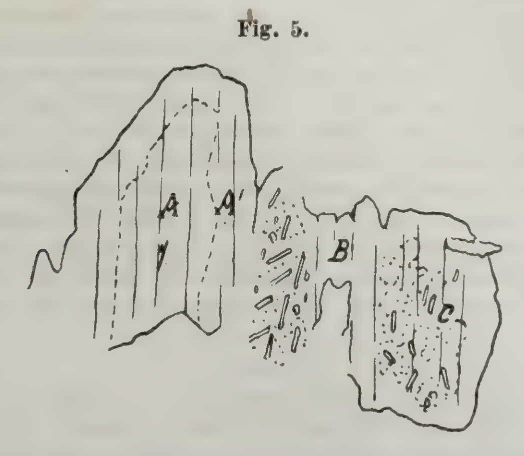
2. Eingeschlossen in Mikroklin oder Schachbrettalbit finden sich wohlbegrenzte Körner mit deutlich ausgeprägter, kurzsäulenförmiger Hauptzone mit breiten Albitlamellen, seltener Doppelzwillinge nach Karlsbader und Albitgesetz. Einschlüsse fehlen hier, der optischen Bestimmung nach sind sie Albit.

3. Zusammen mit kleinen Quarzkörnchen Kornflasern bildend oder auch allein kommen kleine Plagioklaskörner vor, die sich stets als Albit erwiesen. So zeigte ein derartiger Plagioklas aus dem Granit vom Seitenstallpolster verglichen mit Quarz $\gamma' < \varepsilon$, $\alpha' < \omega$.

Gruppe c.

Unter dieser Gruppe sollen vereinzelte Fälle von Plagioklasen mit inverser Zonenstruktur vereinigt werden. Diese Fälle treten jedoch sehr selten auf und dürften auf gewisse Partien beschränkt sein. Bei diesen Partien treten die Reststrukturen viel weniger hervor. Aus einem quarzreichen mittelfeinkörnigen Gestein von Seitenstallpolster wurde beobachtet (Fig. 5).

Fig. 5.



Plagioklas mit inverser Zonenstruktur aus dem Granit vom Seitenstallpolster.

A, *B*, *C* sind verschiedene Individuen, *A'* umgibt die Partie *A* mit einem Rand nach drei Seiten, *B* und *C* sind ohne einen solchen. Die Plagioklase *B* und *C* zeigen Einschlüsse und sind überdies *An*-reicher als *A*. Der Schnitt mit senkrechtem Austritt der Mittellinie α gestattete folgende Messungen der Auslöschwinkel mit der Trasse von *M*:

A	. . . . . 15°	— 6% *An*.
A'	. . . . . 2°	— 19% *An*.
B	. . . . . 11°	— 12% *An*.
C 1	. . . . 12°	— 10% *An*.
1'	. . . . 12°	— 10% *An*.

Für das Individuum *A* liegt anscheinend ein Fall von inverser Zonenstruktur vor. Die Plagioklase *B* und *C* zeigen Reststrukturen, wie sie früher beschrieben wurden.

Es entsteht nun die Frage, wie sich diese verschiedenartigen Plagioklasstrukturen in Uebereinstimmung zueinander bringen lassen. Was die Reste der ursprünglichen Gesteinsplagioklase betrifft, so sind sie der Umwandlung entgangen, welche den Zerfall der basischen Plagioklase in Albit und Einschlußminerale bewirkt haben. Die Ursache dieses Zerfalles kann wohl nur in einer Drucksteigerung zu

finden sein. Dieser Druck dürfte kein rein hydrostatischer gewesen sein, wenn auch kein Beweis dafür gegeben werden kann, denn das Verhalten von basischem Plagioklas bei sehr hohen Drucken ist mit und ohne Berücksichtigung der Temperatur nicht genügend erforscht. Doch kann man im allgemeinen der Beckeschen Annahme folgen, daß die Temperaturerhöhung die Stabilität der basischen Plagioklase erhöht. Demzufolge wäre der Zerfall der Plagioklase in Albit und Einschlußminerale eine Folge von Druck ohne außergewöhnliche Temperaturerhöhung, die Bildung der inversen Zonenstruktur erfolgt im entgegengesetzten Sinne, wäre also einer Temperaturerhöhung ohne Drucksteigerung zuzuschreiben. Die Zerfallserscheinungen geben also ein Maß ab dafür, ob und wie lange das Gestein jenen Druckzustand erlitten hat, welcher den Zerfall bedingte.

Es wäre nun von Wichtigkeit zu wissen, welche Temperatur den Zerfall hindern könnte, das heißt mit anderen Worten die Abhängigkeit dieses Zerfalles von Druck und Temperatur. Gesteine, deren chemische Zusammensetzung basischere Plagioklase erwarten ließe, als der Beobachtung entspricht, können in dieser Frage klärend wirken. Die diesbezüglichen Studien sollen fortgesetzt werden.

Quarz.

Der Quarz tritt in den granitischen Gesteinen stets, jedoch in wechselnder Menge und in zwei Ausbildungsweisen auf. Die primäre dem Granitquarz entsprechende Form ist jene der letzten magmatischen Ausscheidung entsprechende mit allotriomorphen Umrissen. Sie zeigen die normalen Einschlüsse von Zirkon und Apatit in den bekannten prismatischen Formen von mikroskopischen, nur mit stärkster Vergrößerung sichtbaren Dimensionen. Einschlüsse von Bläschen, die bei der letztgenannten Vergrößerung in rötlicher Farbe sichtbar werden, sind in Reihen oder Schnüren angeordnet oder regellos verteilt. Diese Form des Quarzes zeigt wenig Spuren einer Kataklase, nur Risse und Sprünge sind sichtbar. Dieser Quarz gehört zu den unveränderten Bestandteilen des Granites.

Deutliche Spuren einer Druckwirkung (Streß) gibt die zweite Ausbildungsweise des Quarzes an. Der Quarz zerfällt in Körner mit verzahnter Struktur und bildet in Gesteinen, die stärkerer Druckwirkung ausgesetzt waren, Kornflasern (Kornaggregate). In dieser Ausbildungsweise nähert er sich dem Quarz kristalliner Schiefer. Beide Ausbildungsweisen treten nebeneinander auf, wie es der wechselnden Kataklase des Gesteins entspricht.

Der Anteil des Quarzes an der Gesteinszusammensetzung ist ein recht verschiedener und korrespondiert mit einer Vermehrung oder Verminderung der dunklen Bestandteile, also der Biotite. Sehr quarzreiche Gesteine treten am Südhange des Fürst auf.

Biotit.

Zunächst soll hervorgehoben werden, daß der Biotit in den granitischen Gesteinen der einzige primäre Glimmer ist. Seine relative Menge hängt mit der Basizität des Gesteines zusammen. Demgemäß

ist er an der Gesteinszusammensetzung in schachbrettalbit- oder mikroklinführenden Typen in geringerem Maße beteiligt, als in kalifeldspatarmen Gesteinen. Wo mit dem Biotit zusammen auch Muskovit auftritt, ist der letztere immer deutlich sekundärer Herkunft. Verwachsungen von Biotit mit Muskovit wurden nie beobachtet, dagegen sehr häufig solche von Biotit mit Chlorit, der jedoch sekundären Ursprunges ist. Der Biotit kommt seiner wechselnden Menge entsprechend einerseits in unregelmäßig begrenzten, zerfetzten Partien, anderseits in scharfumrissenen Individuen mit deutlichen Endflächen vor. Mangel einer Säulenform, Verstauchungen und Verbiegungen weisen auf eine Beeinflussung des Gesteins durch seitlichen Druck hin, manche Typen zeigen diese Erscheinungen.

Die Farbe des Biotits ist mit freiem Auge schwarz, u. d. M. braun mit starkem Pleochroismus: γ dunkelsienabraun $>$, β sienabraun $>$, α farblos mit einem bräunlichen Stich.

Bei manchen Gesteinen hat der Biotit seine ursprüngliche dunkle Farbe nicht mehr behalten, es tritt eine grünliche Färbung ein verbunden mit einer Art Bleichung (die Farben sind für α hellbräunlichgrün, für β und γ braun von viel geringerer Intensität). Die Umwandlung in Chlorit ist oft in der Weise zu sehen, daß um den Biotit Säume von Chlorit auftreten. Die Stärke der Doppelbrechung schwankt, doch scheint sie von der Frische des Biotits abhängig zu sein, unabhängig von den auftretenden Sageniten. Messungen mit dem Babinet'schen Kompensator ergaben für $\gamma - \alpha$ in Schliffen von folgenden Gesteinen:

Granit, Steinkar am Fürst . .	0·045	(mit Sagenit)
Glimmerdiorit, Seitenstall . .	0·047	(γ dunkelrotbraun, mit Sagenit)
Granit vom Pitzereck	0·052	
Granit, Seitenstall	0·052	(mit Sagenit und Titanit)
Salband eines Aplites im Glimmerdiorit	bis 0·038	

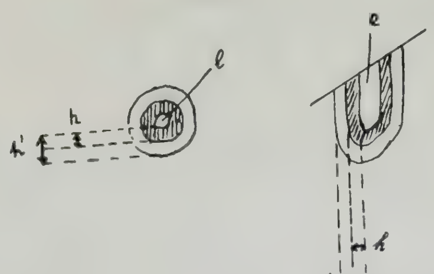
Der Biotit ist optisch einachsig. Als Einschlüsse treten in einem großen Teile der Gesteine die schon erwähnten Sagenitnetze auf. Saurere Gesteinstypen zeigen wenig oder keine dieser Rutilnadeln, während sie in den basischeren Typen selten zu fehlen scheinen. Eine Ausnahme bildet der ziemlich biotitreiche Granit vom Pitzereck, der weder Sagenit noch die sekundären an Stelle des Rutils oft vorhandenen Titanitkörnchen-Aggregate enthält, welche letzteren entweder wie die Chloritränder frischen Biotit umgeben oder im ganzen Biotitindividuum verteilt sind. Die Anordnung der Sagenite ist die bekannte: die sich kreuzenden Rutilnadeln liegen parallel der Hauptspaltungsebene des Biotites. Bei quer zu dieser geschnittenen Biotiten treten dann die Rutile in Form von schwarzen Pünktchen auf.

Als Einschlüsse wurden in den Biotiten beobachtet: Erzkörner, und zwar Magnetit oder Ilmenit in kleinen regelmäßig begrenzten Körnern, Pyritkörner im Glimmerdiorit wahrscheinlich an eine jüngere Spalte gebunden, als Zersetzungsprodukt Limonit. Wichtiger als diese

sind die Einschlüsse von Zirkon und Orthit. Sie riefen pleochroitische Höfe von bedeutender Intensität und verschiedener Größe hervor. Es soll hier noch im voraus erwähnt werden, daß sie in den Hornblenden der hornblendeführenden Augengneise nicht beobachtet wurden, dagegen in den Hornblenden des Hornblende-Porphyrites von der Gfrorenseescharte.

Die Ausbildung der pleochroitischen Höfe ist für das Alter des Bösensteingranites von wesentlicher Bedeutung. Die Höfe sind stets sehr deutlich ausgebildet, ihre Intensität wahrscheinlich von der helleren oder dunkleren Farbe der Biotite unabhängig, in den helleren treten sie naturgemäß besser hervor. Das Einschlußmineral ist stets Zirkon oder Orthit. Höfe um Titanit oder Erzpartikeln wurden nie beobachtet[1]). In den Chloriten sind die Höfe von derselben Intensität wie in den Biotiten. Die Reichweiten von pleochroitischen Höfen wurden von G. Hövermann[2]) gemessen, um über die Natur der

Fig. 6.



e = Einschlußmineral. — *h* = innerer, *h'* = äußerer pleochroitischer Hof.

Strahlen, welche die Höfe verursachen, Vergleiche anzustellen. Als Urheber der Strahlen wurden von Hövermann in ähnlichen Fällen nach den Dimensionen der Höfe *RaA*, *RaC*, *Thx* und *ThC* festgestellt. An Schliffen von Bösensteingesteinen wurden Messungen vorgenommen, welche in der durch die Figur ersichtlichen Weise ausgeführt wurden (Fig. 6). Gemessen wurden der innere und äußere Hof, mehr als zwei Abstufungen des Hofes konnten nicht beobachtet werden. Der innere Hof ist der weitaus intensivere.

In der folgenden Tabelle sind die Messungsresultate wiedergegeben.

Dimensionen der Höfe in Millimetern entsprechend den Reichweiten von:

	—	—	*RaA*	*RaC*	*ThX*	*ThC*
Berechnete Reichweite nach Hövermann (l. c. S. 346)						
von . . .	—	—	0·0224	0·0327	0·0264	0·0409
bis . . .	—	—	0·0230	0·0336	0·0271	—

[1]) Vgl. Parnell, Tschermaks Mitt. XXV, S. 278, 1906.
[2]) G. Hövermann, Neues Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 34, S. 321.

Beobachtete Reichweiten an Glimmerdiorit und Granit vom Seitenstall:

—	—	*RaA*	*RaC*	*ThX*	*ThC*
—	—	—	0·0310	0·0260	—
—	—	—	0·0350 0·0380	—	—
0·0130	0·0100	—	—	—	—
—	—	—	0·0380	—	0·0110
—	0·0170	—	—	0·0260	—

Es wurde somit *RaC*, *ThX* und *ThC* sicher nachgewiesen, über die Ursachen der angeführten geringeren Reichweiten kann derzeit nichts ausgesagt werden.

Zieht man die Ansichten O. Mügges[1]) über den Zusammenhang der pleochroitischen Höfe mit dem Alter des Gesteins in Betracht, so ergibt sich folgendes. In tertiären oder nachtertiären Gesteinen kommen nach Mügge niemals pleochroitische Höfe vor. Im Tonalit des Adamello, dessen Alter höchstens triadisch, nach W. Salomon tertiär oder posttertiär ist, wurden nur bei einer sehr geringen Anzahl von Zirkoneinschlüssen Höfe beobachtet, außerdem waren diese von einer außerordentlich geringen Intensität. Aehnliches Verhalten zeigt nach Trener[2]) der ungefähr gleichalterige Tonalit der Presanella. Im Biotit des Zentralgneises der Hohen Tauern sind die pleochroitischen Höfe deutlich ausgebildet, jedoch nicht von der Stärke wie in Schliffen vom Bösenstein. An paläozoischen Gesteinen sind nun die Höfe am intensivsten. Da durch Versuche erkannt wurde, daß der Unterschied nicht durch den Biotit verursacht ist, da an verschiedenen Biotiten bei Bestrahlung durch radioaktive Substanzen dieselben Höfe hervorgebracht wurden, muß der Unterschied im Gestein, und zwar im Alter desselben liegen. Da nun die Intensität der Höfe im Bösensteingranit erheblich höher ist als im Zentralgneis der Hohen Tauern, so ergibt sich daraus das höhere Alter des Bösensteingranits.

Akzessorische Bestandteile.

Granat konnte u. d. M. öfter beobachtet werden. Er tritt in kleinen Körnern von zackiger Begrenzung und mit unregelmäßigen Rissen auf, angrenzend an Quarz und Plagioklas. Seine Farbe ist unter dem Mikoskrop ein dunkles Schmutziggrau. Der beträchtliche Tonerdegehalt der Analysen stimmt mit dem Vorkommen von Granat gut überein.

Apatit ist in zwei Ausbildungsweisen vorhanden, einmal als überall auftretender Einschluß von winzigen Nädelchen, zweitens in größeren gerundeten Körnern. Die ersteren sind in allen Mineralen zu finden, stets scharf umrissen, zuweilen zerbrochen. Die Form der abgerundeten Körner ist die eines gleichwertigen Gesteinsbestandteils nicht eines Einschlußes. Er ist farblos; charakteristisch ist seine

[1]) Centralblatt f. Min. 1909, S. 119.

[2]) Jahrb. d. geol. R.-A. 1906, Tafel XIII.

hohe Licht-, schwache Doppelbrechung und der optisch negative Charakter der Hauptzone.

Zirkon in Form von mikroskopischen Säulchen mit γ in der Längsrichtung, starker Licht- und Doppelbrechung tritt in allen Gesteinsbestandteilen, mit Vorliebe im Biotit auf, wo er die bekannten pleochroitischen Höfe bildet.

Erzkörner sind ziemlich häufig, aber immer in geringem Mengenverhältnis vertreten. Das Erz dürfte mit Magneteisen oder Titaneisen identisch sein; nur in einem Falle konnte Pyrit nachgewiesen werden, doch war dieser an eine winzige Kluft gebunden, so daß sein primäres Auftreten nicht erwiesen ist.

Titanit tritt gleichfalls in zwei verschiedenen Formen auf: in Form von rautenartig umrissenen Kristallen mit scharfer Begrenzung, dunkelbrauner Färbung, hohen Interferenzfarben und starker Lichtbrechung. Diese Kristalle sind zuweilen zerbrochen, doch so, daß die Bruchstücke noch nahe beisammen sind und die einstige Form deutlich erkennen lassen. Die zweite Ausbildungsweise ist die in Form von Körnchenaggregaten, welche als Umwandlungsprodukte von Biotit an den Rändern dieses oder in seinen Spaltrissen auftreten. Diese Häufchen von Titanit sind ein regelmäßiger Begleiter des Biotites, fehlen jedoch, wo die Sagenitnetze erhalten blieben. Der Rutil wandelte sich also in die Körnchenaggregate von Titanit um. Der Gehalt des Gesteins an Titanit hängt im wesentlichen von seiner Menge an Biotit ab, die größeren Titanitkristalle sind relativ selten.

Myrmekit.

Die schon oft in der Literatur erwähnte mikropegmatitische Verwachsung von Quarz und Plagioklas ist in fast allen granitischen Gesteinen des Bösenstein zu beobachten. Es bildeten sich Fortwachsungen des Plagioklases an solchen Stellen, wo dieser an Kalifeldspat angrenzt oder an Schachbrettalbit, also gleichfalls an den ersteren, stieß. Die wurmförmigen Quarzstengeln geben die fast senkrechte Richtung gegen den Kalifeldspat an und folgen dieser bei ihrem Fortwachsen, so daß Wendungen der annähernd parallelen Stengel um fast 90^0 beobachtet werden konnten.

Aus dem Granit vom Fürst ergab ein Vergleich der Lichtbrechung des Myrmekitplagioklases mit den Quarzstengeln:

$$\gamma' = \varepsilon^*, \alpha' = \omega \text{ (in Parallelstellung)}$$
$$\gamma' = \omega, \alpha' < \varepsilon \text{ (in Kreuzstellung)}$$

*wobei ε nahezu gleich ω ist.

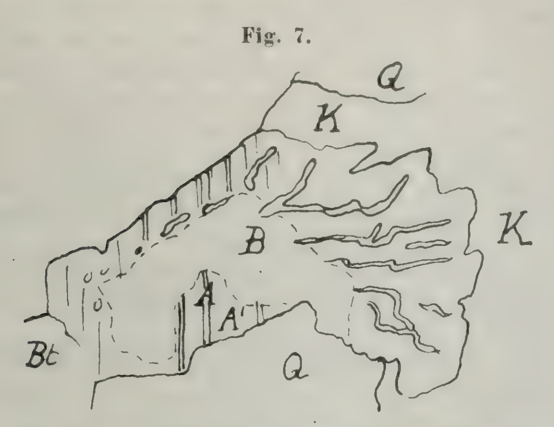
Somit ergibt sich nach der Tabelle von Becke[1]) für den Plagioklas ein *An*-Gehalt von 16 bis $20^0/_0$.

Der Myrmekit tritt auch eng verknüpft mit den unter Gruppe *a)* beschriebenen Plagioklasresten auf. Die eingeschlossenen Partien von

[1]) F. Becke, l. c. Denkschr. d. Ak. d. Wiss. in Wien, 75, S. 103.

Plagioklas sind trüber als die durchsichtigen hellen Albitränder. Die Quarzstengel beginnen dann dort, wo der basischere Rest an den Albit angrenzt, und wachsen dann in der Richtung gegen einen benachbarten Kalifeldspat weiter. Wo der Plagioklas an Quarz stößt, hört das Wachstum des Myrmekits auf. Es ist daher naheliegend, sich vorzustellen, daß der Oligoklas früher rings von Mikroklin umgeben war und der Schachbrettalbit später den Kalifeldspat verdrängte.

Fig. 7.



Plagioklas und Myrmekit aus dem Granit von der Gfrornenseescharte.

A, *A'*, *B* = Plagioklas. — *K* = Kalifeldspat. — *Q* = Quarz. — *Bt* = Biotit.

Ein Plagioklasdurchschnitt mit fast senkrechtem Austritt von α ergab folgende Auslöschungswinkel mit den Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz:

A . . .	—	—
A' . . .	14°	8% *An.*
B . . .	2·5°	18·5% *An.*

Ein Vergleich der Lichtbrechung des Plagioklases mit der der Quarzstengel ergab für die Stelle, wo sie mikropegmatitisch mit dem Oligoklas verwachsen sind: $\alpha' \overline{\lessgtr} \omega$, $\gamma' < \varepsilon$ und $\alpha' < \varepsilon$, $\gamma' = \omega$ also einen Plagioklas unter 22% *An.* Der Vergleich der Randpartien mit dem Quarz ergab $\alpha' < \omega$, $\gamma' < \varepsilon$ und $\gamma' < \omega$, $\alpha' \leq \varepsilon$ also einen Albit.

Der Normaltyp des Granites wäre seinem Mineralbestand nach insbesondere nach dem alleinigen Auftreten des Biotits als Granitit zu bezeichnen, doch soll der allgemeinere Name Granit beibehalten werden. Als Varietäten des Granites sollen noch hervorgehoben werden: aplitische Granite von hellerer Färbung, mittel- bis grobkörnig, in Verbindung mit porphyrartigem Granit (porphyrische Feldspate), mit Uebergängen zu schiefrigen Gesteinen, häufig mit sekundären Muskovitflasern. Diese helleren Gesteine bilden eine Art Randfazies.

Als basischere Gesteinstype wären sehr biotitreiche Glimmerdiorite oder Syenite zu nennen, deren chemische Zusammensetzung ihnen diese Stellung zuweist. Sie entstehen durch Abnahme des Quarzes und Kalifeldspates und Zunahme des dunklen Bestandteiles.

Grobkörnige, flaserige Granitgneise treten als Randbildungen der vorerwähnten Gesteine auf sowohl gegen den Schiefergneis als auch gegen den Glimmerschiefer.

Porphyrische Augengneise bilden einen Uebergang der Flaser- zu den Schiefergneisen oder Gneisphylliten. Sie lassen sich trennen in *a*) graue, schiefrige Gneise mit weißen Einsprenglingen von Schachbrettalbit, ihre Hauptverbreitung haben sie am Fürst; *b*) weniger schiefrige Gneise, mit roten Feldspataugen und Muskovitflasern, wie sie am Fürst vorkommen; *c*) dunklere Augengneise mit rötlichen Augen, wenig schiefrig, mit Chlorit, der dem Gestein eine grünliche Färbung verleiht. Diese Gesteine haben kleinere Feldspataugen von 5 bis 10 *mm*, sie treten am Schüttkogelzug auf.

d) Hornblendeführende Augengneise am Kontakt der Gneismasse mit Gesteinen der Glimmerschiefergruppe auftretend, gefunden am Schüttkogelzug.

Die Augen in den Augengneisen sind stets Kalifeldspat oder Schachbrettalbit.

Bemerkungen über die Struktur der Granite und Orthogneise.

Für den größten Teil der Granite ist die hypidiomorph-körnige Struktur erhalten geblieben, bei einem kleineren Teile ist sie beeinflußt durch mechanische und chemische Umwandlungen. Die chemischen Veränderungen sollen an anderer Stelle besprochen werden, die mechanischen Einwirkungen äußern sich in zwei Erscheinungen: der sogenannten Mörtelstruktur und der Flaserung. Die erstere tritt in der Weise auf, daß sich in der Nähe von größeren Einsprenglingen von Mikroklin oder Schachbrettalbit ein Aggregat von kleinen Quarz- und Plagioklaskörnchen bildet, das die größeren Einsprenglinge auch ganz umschließen kann. Diese Erscheinung ist eine Folge der Zertrümmerung größerer Nachbarindividuen und wird nach Törnebohm[1]) und H. V. Graber[2]) dadurch hervorgerufen, daß durch die gegenseitige Reibung der Minerale ein feiner Detritus gebildet wird. Es ist diese Erscheinung besonders bei Flaser- und Augengneisen schön zu sehen.

Sieht man von der Bröggerschen[3]) Erklärung der Flaserung, wonach diese in einem flüssigen Magma als Fluidalstruktur (Protoklase) oder in einem nahezu erstarrten Magma, wenn dieses Bewegungen ausgesetzt war, für jene Typen, deren rein magmatische Entstehung nach der chemischen Zusammensetzung und dem Mineralbestand nicht wahrscheinlich ist, die aber trotzdem einen Teil ihrer Bestandteile

---

[1]) H. Rosenbusch, Mikrosk. Physiographie etc. S. 80.

[2]) Jahrb. d. Geol. R.-A. 18?7, S. 252.

[3]) Die Mineralien d. Syenit Pegmatitgänge d. südnorweg. Augit- u. Nephelinsyenite. Z. f Krist., XVI S.

(Mikroklin) dem Magma verdanken, ab, so ergibt sich folgende Erklärung. Durch die Kontaktmetamorphose sind die Gesteine beeinflußt, die Flaserung verdanken sie aber rein mechanischer Einwirkung, die allerdings wieder durch eine Intrusion hervorgerufen werden kann. Auf alle Fälle ist die Flaserung eine Druckschieferung, die ebensogut in starrem wie in flüssigem Gestein vor sich gehen kann. Durch den Druck kann natürlich ein halbstarrer Zustand eingetreten sein, wie aus den zahlreichen Arbeiten über diesen Gegenstand genügend hervorgeht. Die Flaserung an den Bösensteingesteinen ist zweifellos keine Fluidalstruktur.

Die Umwandlungen im Granit und Orthogneis.

Die Umwandlungen, die der Granit seit seiner Entstehung erlitten hat, sind nicht nur zeitlich, sondern auch der Ursache nach verschieden. Der Granit selbst ist in seinem unveränderten ursprünglichen Zustand nirgends mehr vollständig erhalten. Einer Grenzphase nach der magmatischen Periode dürfte die Bildung des Myrmekites zu verdanken sein. Den Myrmekit hielt F. Becke[1]) ursprünglich für eine letzte magmatische Ausscheidung. Es liegt nicht im Sinne dieser Arbeit, die öfter diskutierten Ansichten von M. Levy[2]), Futterer[3]), Sederholm[4]) und Petrascheck[5]) zu wiederholen. Beckes[6]) letzte Ansicht geht dahin, daß „der Kalifeldspat früher vorhanden war und der Myrmekit sich in dem schon fertigen Kalifeldspat unter Verdrängung desselben gebildet hat". Als Verwitterungsprodukt oder als ein Erzeugnis der Kataklase betrachtet Becke den Myrmekit nicht. Becke hebt ferner hervor, daß der Myrmekit sowohl in Gesteinen mit Kristallisationsschieferung als auch in solchen ohne sie auftrete. Nur in Gesteinen mit ganz reiner Erstarrungsstruktur ist er nicht zu finden. Der Schluß, den Becke aus den vorliegenden Tatsachen zieht, ist der, daß die „Myrmekitbildung sich in einer Phase der Gebirgsbildung zu vollziehen scheint, die sich unmittelbar an die Erstarrung anschließt, also zu einer Zeit, wenn die Temperatur noch der Erstarrungstemperatur nahesteht und noch Lösungsmittel im Gestein vorhanden sind". Zuletzt hat Becke die Menge des Quarzes im Verhältnis zum Plagioklas des Mikropegmatites sowie den Zusammenhang der Quarzmenge mit der chemischen Zusammensetzung des Plagioklases erörtert und kommt zu dem Schluß, je basischer der Plagioklas, desto reichlicher sind die Quarzstengel vorhanden, da bei der Umwandlung von Kalifeldspat in Albit kein Quarz frei wird, indem das Verhältnis zwischen *Al* und *Si* unverändert bleibt, dagegen werden beim Austausch von *Ka* und *Ca* für jede Anorthitmolekel

[1]) Studien am Tonalit d. Rieser Ferner, Tschermaks Mitt XIII., S. 379.
[2]) Fouque und M. Levy, Mineralogie micrographique 1879, S. 193
[3]) Ueber Granitporphyr von der Griesscharte etc., N. J. f. Min. etc., Beil.-Bd. IX, 1894.
[4]) Ueber eine arch. Sedimentformation im südwestl. Finnland. Bull. Com. Geol. de la Finlande. Nr. 6, 1899.
[5]) Ueber Gesteine der Brixener Masse und ihrer Randbildungen. Jahrb. der Geol. R.-A. 1904, S. 47.
[6]) Ueber Myrmekit, Tschermaks Mitt. XXVII, 1908, S. 377.

4 Molekel Quarz gebildet werden. Nach der bei Becke angegebenen Formel kann sich der Gehalt an Quarz im Myrmekit bei gegebener Zusammensetzung des Plagioklasgrundes berechnen lassen. Becke rechnete nach seiner Formel:

An-Gehalt im Plagioklasgrund des Myrmekits in Mol %	Verhältnis vom Gesamtvolumen des Myrmekits zum Volumen des Quarzes	Volumen von Quarz in % vom Gesamtvolumen des Myrmekits
5	23	4·3
10	12	8·3
20	6·5	15·4

Die hier angeführten Zahlen kommen für die Verhältnisse im Bösensteingranit in Betracht. Von besonderer Bedeutung scheint es zu sein — wie Becke hervorhob —, daß die Bildung von Myrmekit im Zentralgneis der Alpen vor der Bildung der Einschlüsse von Klinozoisit und Muskovit in den Gesteinsplagioklasen stattfand, da sich diese Bildungen auch im Plagioklasgrund der Myrmekite finden. Auch lasse sich schließen, daß die Bildung der Myrmekite gleichalterig sei mit der Ausbildung der inversen Zonenstruktur der Plagioklase. Die Ersetzung von Kalifeldspat durch Myrmekit ist ein raumersparender Vorgang. Der Annahme, daß Kalifeldspat durch Lösungen seines Kaligehaltes beraubt wurde und an dessen Stelle *Na* und Kalzium abgesetzt wurde, entspricht die beschriebene Umbildung der Kalifeldspate in Schachbrettalbit. Nichts läßt sich jedoch über die Zufuhrs- und Abfuhrswege sagen.

Einer bestimmten Umwandlungsperiode gehört der Zerfall der Plagioklase in Albit und Klinozoisit sowie Serizit an. Auf Weinschenks Ansicht der primären Entstehung dieser Einschlüsse kann nicht eingegangen werden. Stützen dafür wurden keine gefunden. Man wird nicht fehlgehen, wenn man in erster Linie höheren Druck als Ursache des Zerfalles ansieht, wobei zumindest auch die durch die geothermische Tiefenstufe bedingte Temperaturerhöhung eingetreten sein muß. Der Zerfall ist ein diaphtoritisierender Vorgang, welcher in der Reihe der Prozesse auf die Myrmekitbildung folgt, aber entgegengesetzte Tendenz hat wie die Ausbildung der inversen Zonenstruktur der Plagioklase.

Dieselbe Tendenz wie der Zerfall der basischeren Plagioklase hat die Albitisierung[1], das ist die Bildung von Schachbrettalbit

[1]) Bailay und Graham (Albitization of basic plagioklase feldspars, Geol. Mag. (3), 6. 1909) gebrauchen den Ausdruck „Albitisation" bei der Umwandlung basischer Plagioklase in Albit. Die Umwandlung geht um so leichter von statten, je basischer der Plagioklas war. Gleichzeitig nehmen diese Autoren eine Zufuhr einer aus dem Magma stammenden natriumkarbonathältigen Lösung an, die nach der Verfestigung dieses durchtränkte. Die Beobachtung ist allerdings an Ergußgesteinen gemacht. Gleich ist indessen für beide Fälle die Zufuhr von *Na*. Die Kohlensäure müßte allerdings eine Kaolinisierung mit Bildung von Karbonaten bewirken. B. Sander (Jahrb. der Geolog. R.-A. 1915, S. 595) bezeichnet mit Albitisation die Kristallisation der Albite im allgemeinen. Die Imprägnation des Gesteinsgewebes mit Albitindividuen kann mit und ohne Zufuhr von Substanz vor sich gehen.

und Umsäumung der Plagioklase mit reinen Albitsäumen, die sowohl Schachbrettalbit als auch Myrmekit neben den Gesteinsplagioklasen umgeben. Bei den letztgenannten kann es auch eine Regenerierung sein. Für die Bildung des Schachbrettalbites ist eine Zufuhr von *Na* und ein Schwinden von *K* erforderlich. Die Zufuhr einer aus dem Magma stammenden *Na* bringenden Lösung, welche die späteren Umwandlungen bewirkte, scheint hier wahrscheinlich zu sein.

Die Bildung der inversen Zonenstruktur der Plagioklase, die stellenweise, jedoch selten gefunden wurde, ist unabhängig von den beschriebenen Umwandlungen. Ihre Tendenz ist nicht dieselbe, sie entspricht eher einer Näherung an die Stabilitätszone mit höherer Temperatur, als die Zone des Zerfalles aufweist, wobei der Druck nicht anormal erhöht sein braucht.

Noch eine Umwandlung, die schon zur atmosphärischen Verwitterung hinüberleitet, ist zu erwähnen: Chloritbildung an Biotiten, welche einerseits längs feinen auch Spuren von Schwefelkies führenden Spalten auftritt (Glimmerdiorit), anderseits auch atmosphärisches Verwitterungsergebnis sein kann.

Zusammenfassend soll für alle Gesteine gesagt werden, daß eine mehr oder weniger deutliche Diaphtoritisierung eine durchgehende Erscheinung ist. Sie äußert sich durch Zerbrechen der Quarzkörner, Knickungen oder Zertrümmerung der Plagioklase bis zur Bildung von Kornflasern und sekundärem Muskovit. So erklärt sich vielleicht die Angabe mehrerer Autoren von Zweiglimmergneis. Die Diaphtorese macht sich bei allen Gesteinen geltend, so daß ursprüngliche Kontaktwirkungen des Granites nicht mehr oder nur teilweise erkennbar sind (wohl nur bei den hornblendeführenden Gesteinen), wenn man dazu rechnet, daß Schiefergneise Kontaktwirkungen von vornherein schwer erkennen lassen. Hier soll noch die Bemerkung Beckes[1]) angeführt werden, wonach sich bei solchen Schiefern, die ihrer chemischen Zusammensetzung nach dem Gleichgewichtszustande eines Kontakthofes entsprechen und deren Mineralbestand jenem gleichkommt, der durch die Kontaktmetamorphose angestrebt wird, die Metamorphose höchstens in Strukturänderungen kundgeben kann, während eine Mineralneubildung nicht zu erwarten ist. Aus diesem Grunde läßt sich der Flaser- und Augengneis seiner Herkunft nach nicht genau bestimmen.

B. Die chemische Zusammensetzung.

Analysiert wurden drei zweifellose granitische Gesteine und ein Flasergneis.

I. Granit vom Fürst, feinkörnig, biotitarme saure Type. Spezifisches Gewicht: 2·595.

Analysenbelege:

1. 0·6622 *g* Einwage ergaben 0·4898 *g* $Si\,O_2$, 0·0989 *g* $Al_2\,O_3 + Ti\,O_2 + Fe_2\,O_3 + P_2\,O_5$, 0·0027 *g* $Ti\,O_2$, $Fe_2\,O_3$ als $Fe\,O$ titriert verbrauchte 0·90 *ccm* Perm. (1 *ccm* Perm. — 0·005526 *g* *Fe*), 0·0093 *g* $Ca\,O$, 0·0069 *g* $Mg_2\,P_2\,O_7$.

[1]) Tschermaks Mitt. XIII. 1893, S. 449.

2. 0·5002 g ergaben 0·0789 $KCl + NaCl$, 0·1368 K_2PtCl_6.

3. 0·9928 g verbrauchten aufgeschlossen mit Schwefelsäure und Flußsäure 1·15 ccm Perm. (1 ccm Perm. — 0·005526 g Fe.)

4. 0·4964 g ergaben bis 110° 0·0005 g, über 110° 0·0018 g H_2O.

5. 0·8839 g ergaben 0·0031 g $Mg_2P_2O_7$ = 0·0020 P_2O_5.

6. 0·3679 g ergaben kolorimetrisch bestimmt 0·000049 g MnO.

II. Granit vom Seitenstall, biotitreiches mittelkörniges Stück. Spezifisches Gewicht: 2·687.

Analysenbelege:

1. 0·7045 g Einwage ergaben 0·4905 g SiO_2, 0·1280 g $Al_2O_3 + Fe_2O_3 + TiO_2 +$ — P_2O_5. 0·0033 g TiO_2. Fe_2O_3 als FeO titriert verbrauchte 4·00 ccm Perm. (1 ccm Perm. — 0·00473 g Fe). 0·0125 g CaO, 0·0136 g $Mg_2P_2O_7$.

2. 0·5020 g ergaben 0·0473 g $KCl + NaCl$, 0·0863 g K_2PtCl_6.

3. 1·0068 g aufgeschlossen mit Schwefelsäure und Flußsäure verbrauchten 1·00 ccm Perm. (1 ccm Perm. — 0·005526 g Fe.)

4. 0·6603 g ergaben bis 110° 0·0009 g H_2O, über 110° 0·0042 g H_2O.

5. 0·9937 g ergaben 0·0047 g $Mg_2P_2O_7$.

6. 0·7847 g ergaben kolorimetrisch bestimmt 0·0003 g MnO.

III. Glimmerdiorit vom Seitenstall, mittelfeinkörniges, sehr biotitreiches Stück. Spezifisches Gewicht: 2·738.

Analysenbelege:

1. 0·6619 g ergaben 0·3785 g SiO_2, 0·1696 g $Al_2O_3 + Fe_2O_3 + TiO_2 + P_2O_5$, Fe_2O_3 als FeO titriert verbrauchte 7·90 ccm Perm. (1 ccm Perm. — 0·005526 g Fe.) 0·0032 g TiO_2, 0·0388 g CaO, 0·0497 g $Mg_2P_2O_7$.

2. 0·4952 g ergaben 0·0727 g $KCl + NaCl$, 0·0643 g K_2PtCl_6.

3. 0·9672 g aufgeschlossen mit Schwefelsäure und Flußsäure verbrauchten 3·24 ccm Perm. (1 ccm Perm. — 0·005526 g Fe.)

4. 1·1218 g ergaben bis 110° 0·0004 g H_2O, über 110° 0·0053 g H_2O.

5. 0·3603 g ergaben 0·0037 g $Mg_2P_2O_7$.

6. 0·3573 g ergaben kolorimetrisch bestimmt 0·00014 g MnO.

IV. Flasergneis vom Seitenstall, graues flaseriges Stück mit sekundären Muskovitflasern. Spezifisches Gewicht: 2·647.

Analysenbelege:

1. 0·5616 g ergaben 0·4089 g SiO_2, 0·1072 g $Al_2O_3 + Fe_2O_3 + TiO_2 + P_2O_5$, Fe_2O_3 als FeO titriert verbrauchte 2·63 ccm Perm. (1 ccm Perm. — 0·005614 g Fe.) 0·0077 g CaO, 0·0069 g $Mg_2P_2O_7$.

2. 1·1631 g ergaben 0·0051 g $Mg_2P_2O_7$ — 0·0032 g P_2O_5. ferner 0·0035 g TiO_2.

3. 0·5016 g ergaben 0·0542 g $KCl + NaCl$, 0·1064 g K_2PtCl_6.

4. 0·6327 g ergaben bis 110° 0·0006 g H_2O, über 110° 0·0022 g H_2O.

5. 0·7392 g verbrauchten mit Schwefelsäure und Flußsäure aufgeschlossen 0·95 ccm Perm. (1 ccm Perm. — 0·005614 g Fe.)

Gewichtsprozente:

	I	II	III	IV
SiO_2	73·97	69·62	57·18	72·81
TiO_2	0·41	0·47	0·61	0·30
Al_2O_3	13·23	13·63	14·93	14·80
Fe_2O_3	0·16	2·98	6·78	1·82
FeO	0·82	0·71	2·38	0·93
MnO	0·01	0·04	0·04	Spur
MgO	0·38	0·70	2·70	0·42
CaO	1·41	1·77	5·86	1·37
Na_2O	3·92	5·36	5·64	2·28
K_2O	5·31	3·32	2·51	4·12
H_2O bis 110° . .	0·12	0·14	0·04	0·09
über 110° . .	0·37	0·64	0·47	0·35
P_2O_5	0·23	0·30	0·66	0·28
ZrO_2	Spur	Spur	Spur	Spur
Summen . . .	100·34	99·68	99·80	99·57

Bei der Berechnung und graphischen Darstellung folge ich der von Becke[1]) angewendeten Methode. Es folgen zunächst die mit 1000 multiplizierten Molekularquotienten, welche proportional sind den Atomzahlen. Bei Al_2O_3, Fe_2O_3 etc. wurde durch das halbe Molekulargewicht dividiert.

Aus den mit 1000 multiplizierten Molekularquotienten wurden die Zahlen A_0, C_0, F_0 nach dem bei Becke angegebenen Vorgang herausgeschrieben, daraus die Zahlen a_0, c_0, f_0 berechnet. Die Summe von $a_0 + c_0 + f_0 = 10$.

Angegeben sind ferner die Metallatomprozente nach Rosenbusch, woraus sich die Gruppen Si, $U = Al + Fe + Mg$, $L = Ca + Na + K$ berechnen lassen. Ferner sind angeführt das auf 100 umgerechnete Verhältnis der aus der Analyse berechenbaren Feldspatmengen An, Ab, Or, sowie die Zusammensetzung des aus An und Ab berechneten Durchschnittplagioklases Pl.

Die sonstigen Angaben haben für hier keine Bedeutung, doch sind sie der Vollständigkeit halber angeführt, näheres ist aus der Beckeschen Originalarbeit ersichtlich.

[1]) Vgl. die Angaben bei F. Becke, Chem. Analysen v. krist. Gest. Denkschriften d. Ak. d. Wissensch. 75, S. 153.

Molekularquotienten × 1000.

	I	II	III	IV
SiO_2	1225	1153	947	1205
TiO_2	5	6	8	4
$\frac{1}{2} Al_2O_3$	259	267	292	290
$\frac{1}{2} Fe_2O_3$	2	37	85	23
FeO	11	10	33	13
MnO	0	1	1	0
MgO	9	17	67	10
CaO	25	32	105	24
$\frac{1}{2} Na_2O$	126	173	182	73
$\frac{1}{2} K_2O$	113	70	53	87
a_0	8·9	8·1	6	7·9
c_0	0·4	0·4	0·7	1·1
f_0	0·7	1·5	3·3	1·0

Molekularprozentzahlen nach Osann.

	I	II	III	IV
SiO_2	80·6	76·8	63·6	80·5
Al_2O_3	8·5	8·9	9·7	9·6
FeO	0·9	2·9	7·3	2·2
MgO	0·6	1·1	4·5	0·7
CaO	1·7	2·1	7·0	1·6
Na_2O	4·0	5·8	6·1	2·5
K_2O	3·7	2·4	1·8	2·9
a	14·2	11·4	5·9	11·0
c	1·2	1·0	1·3	3·2
f	4·6	7·6	12·8	5·8
T	—	—	—	2·6
a'	—	—	—	12·8
c'	—	—	—	2·5
f'	—	—	—	4·7
a'_0	—	—	—	8·4
c'_0	—	—	—	0·8
f'_0	—	—	—	9·8

Metallatomprozente nach Rosenbusch.

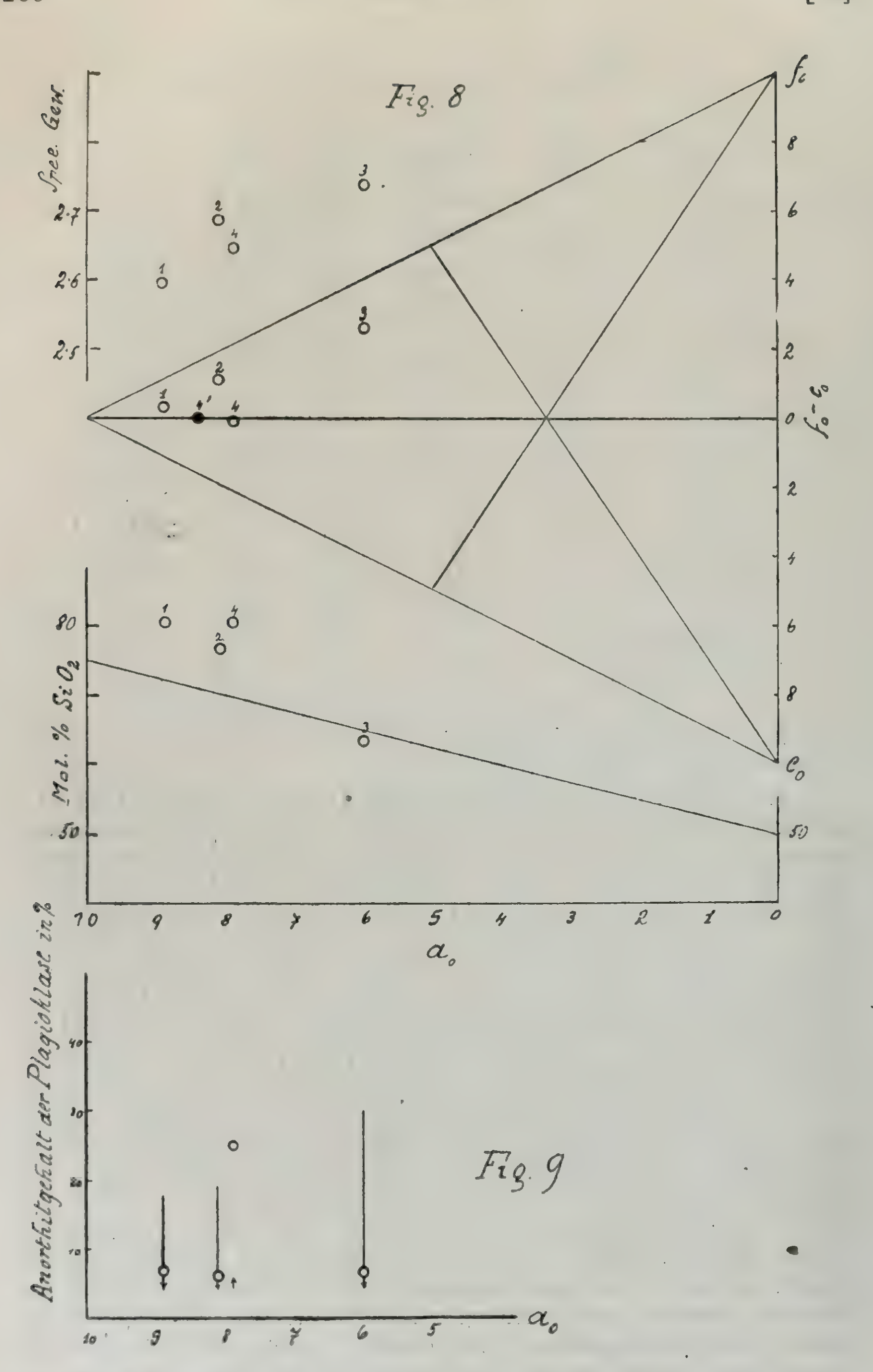
	I	II	III	IV
Si	69·3	65·6	53·8	69·9
Al	14·6	15·1	16·4	16·8
Fe	0·7	2·7	6·7	2·1
Mg	0·5	1·0	3·7	0·6
Ca	1·4	1·8	5·9	1·4
Na	7·1	9·8	10·5	4·2
K	6·4	4·0	3·0	5·0
Si	69·3	65·6	53·8	69·9
U	15·8	18·8	26·8	19·5
L	14·9	15·6	19·4	10·6
An	4	4·3	9·7	13·4
Ab	50	68	70·2	39·6
Or	46	27·7	20·1	47
Pl berechnet . . .	7	6	12	25
Pl beobachtet . .	4—18	4—19·5	4—30	4—6

Zur graphischen Darstellung ist die Becke sche Dreiecksprojektion verwendet (Siehe Fig. 8 und 9).

Die unter I und II angeführten Gesteine sind typische Granite der Bösensteinmasse. Das als Glimmerdiorit bezeichnete Gestein liegt seiner chemischen Zusammensetzung nach zwischen Diorit und Syenit. Doch ist der aus der Analyse berechenbare Gehalt an *Or* defacto nicht als solcher vorhanden. Aus diesem Grunde wurde der Name Diorit beibehalten. Jedenfalls stellt dieses Gestein eine basischere Fazies in den Gesteinen dar. Es handelt sich hier nicht um eine Schlierenbildung, sondern um ein Gestein von größerer Ausdehnung. Der Porphyritgang von der Gfrorenseescharte ergänzt das Bild der Intrusivmassen vom Bösenstein in der Weise, daß hier von einem Fehlen der basischeren Gesteine nicht mehr gesprochen werden kann.

Die ersten drei Gesteinstypen liegen in einer deutlich erkennbaren Linie, welche ihrem unmittelbaren Zusammenhang entspricht. Der Flasergneis liegt deutlich abseits davon, fügt sich jedoch schön in die von Becke zur Darstellung gebrachten alten Gneise ein [1]). Sein Hauptunterschied gegenüber den drei erstgenannten Typen liegt zweifellos in seinem verhältnismäßig höheren Tonerdegehalt. Daraus könnte man schließen, daß der Flasergneis doch eine Mischungstype ist, wo Granite vorhandene Schiefergneise aufgenommen haben oder Schiefergneise durch Granite injiziert wurden. Auch die abweichende Mineralisation gibt einen diesbezüglichen Hinweis.

[1]) L. c. S. 226.



Die Projektionspunkte 1, 2, 3 und 4 entsprechen den Analysen I, II, III und IV.

Was den Plagioklasgehalt betrifft, so muß noch bemerkt werden, daß zum Beispiel die Berechnung des *Or* für den Diorit mit dem Fehler behaftet ist, daß der größte Teil des *K* an den Biotit gebunden ist. Dadurch ist der Anteil an Anorthit wesentlich vergrößert, da die mit dem *K* zur *Or*-Bildung verbundene Tonerde frei wird zur Bildung von *An*. Im Biotit kann jedoch die Tonerde durch Eisenoxyd ersetzt sein. Die berechneten Feldspatmengen haben deshalb keine absolute Genauigkeit und sind zuungunsten von Anorthit dargestellt. Bei Ana-

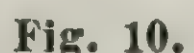
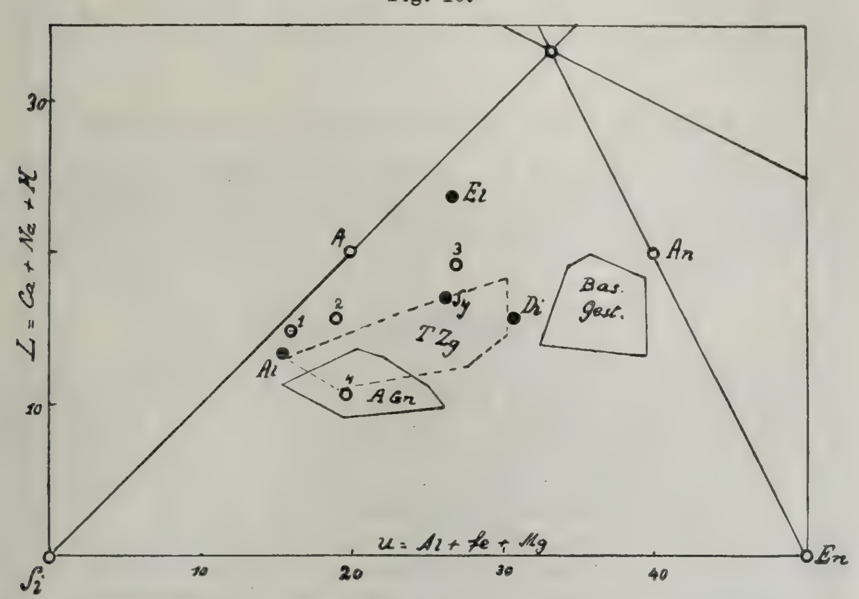


Fig. 10.



In dem Sector des Dreiecks nach der Beckeschen Dreiecksprojektion sind eingetragen: Als schwarze Punkte Alaskit (Glimmerfreier Granit) *Al*, Eläolithsyenit *El*, Syenit *Sy*, Diorit *Di* (Becke l. c. S. 200). *A* bezeichnet den Ort des Alkalifeldspates, *An* des Anorthites, das voll ausgezogene Polygen *AGn* umschließt die bisher bekannten „alten" Gneise Beckes, das Polygon rechts davon die basischen Gesteine, das strichlierte Polygon *TZg* die Orte der Tauernzentralgneise.

Die mit Ziffern bezeichneten Punkte entsprechen den gleichbezeichneten Analysennummern der Bösensteingesteine.

lyse IV, wo ein Tonerdeüberschuß vorhanden ist, stellt sich das Verhältnis von Anorthit sofort als ein höheres dar. Es ergibt sich ferner, daß für die ersten drei Gesteine der optisch bestimmte Plagioklas über und unter den berechneten Durchschnittsplagioklas hinausreicht. Als völlig normale Zonenstruktur von Erstarrungsgesteinen können die bereits ausführlich besprochenen Reststrukturen nicht bezeichnet werden, wenn auch der Rand des Plagioklases saurer ist als der Kern, doch soll die Zonenfolge mit dem Pfeil bezeichnet werden, welcher die Richtung der Ausscheidungsfolge angibt. Der

Flasergneis weicht auch hier wieder erheblich ab von den drei erstgenannten Typen, indem der berechnete Durchschnittsplagioklas wesentlich höher als der beobachtete liegt.

Noch deutlicher zeigt sich ein gewisser Unterschied der Bösensteingranite gegenüber dem Flasergneis sowie den bisher bekannten alten „Gneisen", wenn die entsprechenden Analysenorte auf der S. 207 der Beckeschen Darstellung verwendeten Figur eingetragen werden. Der Flasergneis fällt wieder mit den bisher bekannten Gesteinen zusammen, während sich die Granite und der Diorit wesentlich über die Gruppe der zur Darstellung gebrachten Gesteine erhebt.

Die Bösensteingranite erinnern hier an die Tauernzentralgneise, welchen sie näher zu stehen scheinen als den „Alten Gneisen".

C. Vergleich mit den Schladminger Granitgneisen.

Die Schladminger Granitgneise ergeben nach der Beschreibung von Ippen[1]) und nach eigener Anschauung eine ziemliche Uebereinstimmung in bezug auf den Mineralbestand mit den Gesteinen des Bösenstein. Die granitischen Typen führen nach Ippen[2]) immer Muskovit, doch gibt er selbst zu, daß der Muskovit wenigstens teilweise von verschiedener Generation ist, also offenbar auch sekundär gebildet wurde. Solche Granite, welche nur Biotit aufweisen, daneben auch Granaten, werden auch angeführt, doch sind sie vielleicht seltener. Die Einschlüsse in Plagioklasen, Trübungen desselben, helle Ränder etc. erwähnt Ippen gleichfalls. Die Biotite besitzen oft Sagenitnetze. Der Plagioklas ist gewöhnlich Oligoklas, Quarz und Biotit sind nicht verschieden von den gleichen Gemengteilen des Bösensteingranites. Der von Ippen angegebene Orthoklas dürfte Mikroklin ohne sichtbare Gitterung sein, im Dünnschliff parallel zu *M* getroffen. Mikroklin selbst ist an mehreren Stellen angegeben. Auch Erscheinungen der Kataklase, verbogene Glimmer, geknickte oder zerbrochene Feldspate, körnige Quarzaggregate habe ich an Schliffen beobachtet. Dazu kommt noch, daß der größere Teil der Plagioklase Albit oder nahe Albit ist. Es herrscht also in petrographischer Beziehung eine große Aehnlichkeit zwischen den entsprechenden Gesteinen. Auch den Flaser- und Augengneisen analoge Typen sind vorhanden. Die Schladminger Varietäten führen allerdings, wo es sich um die letzgenannten Typen handelt, reichlicher Muskovit und überdies oft noch Hornblende. Während nach Vacek die Hornblendegesteine unter den Gneisen liegen, ist dies am Bösenstein gerade umgekehrt. Auch der petrographische Charakter der Schladminger Hornblendegesteine ist ein anderer. Für die Diorite der Schladminger Masse gibt es am Bösenstein keine deutlichen Aequivalente, da die Diorite von Schladming mehr Hornblende als Biotit und Muskovit führen. Ippen gibt allerdings nicht an, ob es sich um einen primären Glimmer handelt, was auch nicht wahrscheinlich wäre. Auf Details einzugehen liegt nicht im

[1]) J. A. Ippen, Gesteine der Schladminger Tauern. Neue Beiträge zur Petrographie Steiermarks. V. 1901. Mitt. d. naturw. Vereines v. Steiermark.

[2]) L. c. S. 107.

Sinne dieser Arbeit, doch wäre ein ausführlicher Vergleich sehr wichtig, da es sich darum handelt, ob die beiden Massen gleiches Alter und gleiche Zusammensetzung haben.

6. Aplite, Pegmatite und Ganggesteine.

Aplitische Gesteine, die aus Quarz und Plagioklas bestehen, sind als Randfazies oft zu beobachten, wie am Fürst, Diwaldspitz, großen Sonntagskar. Eine nähere Beschreibung derselben ist überflüssig, da sie keine anderen Erscheinungen aufweisen, wie die schon beschriebenen. Ebenso häufig sind helle Gesteinsadern anzutreffen, die den Granit durchschneiden, desgleichen finden sich auch basische Schlieren. Größere Pegmatitbildungen wurden am Westhange des Fürst beobachtet: hier treten Gänge mit großen Feldspatkristallen und Glimmertafeln (Muskovit), ferner ein Gang mit außerordentlich schöner schriftgranitischer Verwachsung von Quarz und Feldspat auf. In den Pegmatiten wurden auch Turmalinsäulchen (Schörl) beobachtet. Ein neues Ganggestein, das vorläufig

Hornblendeporphyrit

genannt werden soll, wurde in der Gfrorenseescharte anstehend gefunden. Es durchschneidet den Granit senkrecht. In westöstlicher Richtung ist es noch in 2000 *m* Höhe im Graben, der von der Scharte in den Seitenstall hinunterführt, anzutreffen. An der NO-Seite des Gebirgskammes biegt sich das Streichen des Ganges gegen NW. Hier wurde es nur 100 *m* weit verfolgt, an der Seitenstallseite ist es auf eine viel weitere Strecke zu verfolgen. Der Gang ist 5—20 *m* mächtig, an den Salbändern wird er feinkörnig. Frische Stücke aus der Mitte des Ganges bestehen aus 8—20 *mm* langen grünen Hornblendekristallen in einer feinkörnigen, weißgrünen Grundmasse. U. d. M. zeigt sich, daß die Hornblende in dicksäulenförmigen oder langprismatischen Formen auftritt, mit Biotit verwachsen. Die Farbe ist ziemlich hellgrün, $c\gamma - 15^0$. Der Biotit sowie die Hornblende besitzen kräftige pleochroitische Höfe um Zirkonkriställchen, $d - 0{\cdot}017$ *mm* (für den dunkleren Hof), $d - 0{\cdot}030$ *mm* (für den helleren Hof). Die holokristalline Grundmasse besteht aus Quarz, kleineren Hornblenden und Plagioklas mit massenhaften Einschlüssen von Klinozoisit und wenig Serizitschüppchen, als Akzessorien Titanit und Apatit. Der Plagioklas zeigte an einem Schnitt senkrecht *MP* einen Auslöschungswinkel von -14^0 entsprechend 8% *An*. In den meisten Fällen ist eine Messung infolge der massenhaften Einschlüsse nicht möglich, da kein Interferenzbild deutlich wird. Das starke Ueberwiegen der Klinozoisitneubildungen weist auf den hohen Anorthitgehalt des ursprünglichen Gesteinsplagioklases hin.

7. Schiefergneis und Gesteine der „älteren“ Quarzphyllitgruppe.

Der Schiefergneis bildet die Hauptmasse der von der Granitintrusion betroffenen Gesteinsmasse. In seiner normalen Form ist er ein feinschiefriges, graues Gestein, dessen Unterschied gegenüber dem älteren nicht blätterigen Quarzphyllit oft nur durch den mikroskopisch nachzuweisenden Plagioklas (Albit) erkannt werden kann.

Wie schon oben erwähnt, treten noch eine Reihe von konkordanten Einlagen quarzphyllitischer Gesteine im Schiefergneis auf, welche entweder feldspatärmere Aequivalente der Schiefergneise sind und dann demgemäß mit diesen in eine Linie zu setzen sind oder sie sind Diaphtorite. Besonders für die Gesteine im Gollingtal möchte ich den letzteren Fall annehmen. Verbreitet sind diese Einlagen von Quarzphylliten am Schüttkogelzug, Ostseite in halber Kammhöhe, beginnend oberhalb der Maxhütte bis zum Perschenkar. Ferner wurden sie östlich vom Seitenstallpolster und im Stillbach beobachtet.

Bedeutend schwieriger ist die Unterscheidung zwischen den älteren Quarzphylliten und den Schiefergneisen im Paltental und am Blosensüdhang. Vacek trennte die ältere Quarzphyllitgruppe von der jüngeren ab. Der Unterschied zwischen dem Schiefergneis und der älteren Quarzphyllitgruppe ist jedoch kein so scharfer. Stellenweise überlagert der Schiefergneis den älteren Quarzphyllit, dann ist er nur graduell unterscheidbar und dem Alter nach äquivalent. Stellenweise liegt Quarzphyllit deutlich diskordant auf dem Gneismassiv, so daß tatsächlich der Anschein erweckt wird, daß es sich um Quarzphyllite handelt, die jünger sind als die Schiefergneismasse, aber petrographisch diesen sehr ähnlich sind. Vom petrographischen Standpunkt könnten diese älteren Quarzphyllite bis auf wenige Ausnahmen mit dem Schiefergneis vereinigt werden.

Ein ziemlich feinschuppiger Schiefergneis mit nicht zu deutlicher Schichtung vom Steig zur Lorlehütte (Steinmandl, Westhang), spez. Gewicht 2·507 ließ unter dem Mikroskop als Bestandteile erkennen: Quarzkörnchen, Biotit gewöhnlich stark in Chlorit umgewandelt, Plagioklas, wenig Muskovit, Chlorit, Granat, Titanit, Erz, Orthit und Epidot. Der relativen Menge nach wechseln Quarz, Plagioklas und Biotit ab. Der Quarz zeigt die gewöhnliche Ausbildungsweise in kristallinen Schiefern, verzahnte Körner und Kornflasern, der Plagioklas ist teils Albit in Körnchen gemengt mit Quarz, teils unregelmäßig begrenzte größere Körner mit den schon besprochenen Einschlüssen (Singsdorfer Scharte), teils Oligoklasalbit. Der Biotit von ähnlich holzbrauner Farbe wie im Granit ist oft zum größten Teil in Chlorit umgewandelt. Pleochroitische Höfe sind zuweilen zu treffen, jedoch nicht von derselben Intensität wie in den Graniten, aber von gleichen Reichweiten. Muskovit wurde nur sehr selten beobachtet, häufig Granat von mikroskopischer Größe teils in rhombendodekaedrischen Umrissen, teils unregelmäßig zerfressen. Eine interessante Verwachsung wurde am Schiefergneis des Schüttkogel beobachtet: Granat mit Biotit ineinandergreifend verwachsen, letzterer am Außenrand in Chlorit

umgewandelt. Die Orthite zeigen Zoisitränder. Das Erz ist Ilmenit und Pyrit.

Die quarzphyllitischen Gesteine der Schiefergneise unterscheiden sich von diesen vor allem durch größeren Reichtum an Glimmer und Chlorit (Auftreten von Muskovit).

---

8. Hornblendegneise.

Diese sind vorwiegend ein Bindeglied zwischen den Gesteinen der Gneismasse und den Glimmerschiefern. Zunächst sollen hornblendeführende Augengneise angeführt werden, welche am Osthang des oberen Strechentales gefunden wurden. Die Augen sind Schachbrettalbit, die Hornblende ist spärlich vorhanden und fast gänzlich in Chlorit verwandelt. Ein Hornblende-Epidot-Augengneis von den Schaföfen zeigt folgenden Mineralbestand:

Plagioklas, mit sehr zahlreichen Albitzwillingslamellen, stark zersetzt, Schnitte $\perp \alpha$ löschen unter 8^0 (= 14% *An*) aus. Die Individuen sind groß, stark zerbrochen, die Umrisse unscharf.

Hornblende, verbogen und zerbrochen mit gezackten Umrissen, u. d. M. grünlich, erfüllt mit dunklen Titanitkörnchen, im Innern dunklere fetzenförmige Partien, am Rande meist in Chlorit umgewandelt.

Quarz in Kornflasern, zertrümmert.

Granat mit scharfen, sechsseitigen Umrissen, das Innere erfüllt von dunklen Pünktchen mit hellem scharfem Rand.

Epidot in kristallographisch nicht begrenzten Körnern, mit großem Achsenwinkel, starker Dispersion der Achsen $v > \rho$, die Doppelbrechung des Kernes ist größer als die des Randes, Kern optisch positiv, Rand optisch negativ.

Biotit von dunkelbrauner Farbe, ähnlich wie in den Granitgneisen, γ — dunkelbraungrünlich, α — grünlichweiß, $\gamma - \alpha = 0{\cdot}047$, die pleochroitischen Höfe haben Reichweiten von $0{\cdot}023 - 0{\cdot}028$ *mm*.

Der angeführte Augengneis scheint injiziert zu sein und somit an der Grenze zwischen Ortho- und Paragesteinen zu stehen. Er ist kataklastisch stark beeinflußt und stellt eine tektonische Fazies vor.

Weniger stark beeinflußt ist ein Hornblendegneis vom Sandriedlerkar mit ähnlichem Mineralbestand, jedoch ohne Augen. Die Plagioklase zeigen neben zahlreichen Albitlamellen auch zahlreiche Periklinlamellen, die letzteren vorwiegend in stark zersetzten Individuen. Auch Karlsbaderzwillinge wurden beobachtet. Schnitte senkrecht *MP* zeigen Auslöschungswinkel von 9^0 (12% *An*). Längs der Periklinlamellen dringt Muskovit ein. Quarz ist in zwei Formen vorhanden; größere Körner und Kornflasern, Hornblende in geringer Menge, stark zersetzt, ferner ist vorhanden Biotit, Granat, Titanit, Chlorit, Epidot und Erz (Ilmenit) mit Titanitkränzen, und zwar keine Körnchenaggregate, sondern große Individuen. Der Epidot kurzprismatisch nach *T* ist u. d. M. schwach

bräunlich, ohne Pleochroismus, eine unscharf begrenzte Kernpartie ist von breiten Rändern umgeben, die Auslöschung und Stärke der Doppelbrechung an einem Schnitte $\perp \beta$ betrug für:

	Rand	Kern
$c\alpha$ . . . . . =	$+4^0$	0^0
$\gamma-\alpha$ . . . . =	0·024	0·043

Der Titanit kommt nur in zerbrochenen Kristallen, nicht in Körnchenaggregaten vor.

Diese Gesteine zeigen durchwegs starke Verwandtschaft mit Orthogesteinen, starke mechanische Beeinflussung und ähnliche Zersetzungserscheinungen wie die Granite. Sie bilden den petrographischen Uebergang zu den Hornblendeschieferngneisen, welche sich von den oben beschriebenen als Diaphtorite zu bezeichnenden durch das Fehlen der größeren Plagioklase und des Granitquarzes charakterisieren. Es lassen sich hellere und dunklere Typen je nach dem Reichtum an Hornblende unterscheiden.

---

9. Gesteine der Granatenglimmerschiefergruppe.

Die in dieser Gruppe zusammengefaßten Gesteine sind in ihrer normalen Ausbildungsweise Granatglimmerschiefer seltener schiefergneisartige Gesteine. Am Kontakt mit den Gneisen des Bösensteines tritt eine Zone von Hornblendegneisen als unterste Schicht der Glimmerschiefer auf. Auf diesen liegen, wie am Weg zum Hochschwung besonders gut zu sehen ist, zuweilen Hornblendegarbenschiefer und Glimmerschiefer mit Fuchsitschüppchen. Ferner treten als ganz unabhängige Einlagerungen schiefrige Amphibolite vergesellschaftet mit Marmorlagern auf. Diese Kalke entsprechen den Brettsteinkalken Heritsch'. Weiter gegen Süden kommen nun auch Pegmatite vor. Gegen Osten zu verändert sich die Lage insofern, als wohl die Hornblendegarbenschiefer erhalten bleiben, die darunterliegenden Gesteine aber nicht mehr aufgeschlossen sind. Sie lassen sich bis über Donnersbach hinaus verfolgen.

a) Granatglimmerschiefer.

Die Granatglimmerschiefer als Gesteinsgruppe überlagern, wie erwähnt, die Gneismasse konkordant im Süden, im Gebiet zwischen Strechental und Gollingtal tritt Granatglimmerschiefer in einzelnen kleineren Schollen gleichfalls über den Gesteinen der Gneismasse auf. Hier sind im Verband der Glimmerschiefer noch quarzit- und serizitschieferartige Gesteine.

Die typischen Granatglimmerschiefer der Reiteralm zeigen in starkglänzenden, blätterigen Muskoviten stecknadel- bis faustgroße Granaten in Rhombendodekaedern, u. d. M. von bräunlicher Färbung, zerteilt, mit Spaltrissen und grünen Maschen von Chlorit und

ebensolchen Rändern, Quarz in größeren Körnern und Kornflasern. Der Muskovit zeigt starke Verstauchungen und Verbiegungen. Erz ist in unregelmäßigen Körnern und Limonit als Zersetzungsprodukt des Granates vorhanden. An allen Gesteinen zeigen sich starke mechanische Einflüsse. Vorkommen von Fuchsitschüppchen deuten auf kontaktmetamorphe Beeinflussung.

b) Hornblendegarbenschiefer.

Die Hornblendegarbenschiefer treten, wie erwähnt, am Kontakt zwischen der granitischen Randfazies und den Gesteinen der Glimmerschiefergruppe auf. Sie sind sowohl als Hornblendegneise als auch als Amphibolite zu bezeichnen, da sowohl hornblendeärmere als auch hornblendereichere Gesteine Garbenschieferstruktur erhielten. Die feldspatreicheren als Gneis zu bezeichnenden Gesteine sind näher am Kontakt, die Amphibolitgarbenschiefer auch in weiterer Entfernung zu treffen. Die Größe der Hornblendeindividuen ist eine wechselnde. In der Nähe des Kontaktes erreichen sie bis 6 *cm* Länge, und zwar in Gneisen und Glimmerschiefern, in reinen Amphibolgesteinen sind die Längen 1—2 *cm*.

c) Amphibolite.

In dieser Gruppe sind neben reinen Amphiboliten auch solche mit Garbenschieferstruktur beschrieben. Die Amphibolite sind in der Nähe der Marmorlager reichlich mit Epidot imprägniert. Mit freiem Auge sind die Amphibolite schwarze, feinschiefrige Gesteine, wenn sie feldspatreich sind, so ist dieser in alternierenden Lagen mit solchen von Hornblenden angeordnet, so daß eine Bänderung entsteht, deren Lagenstärke 2 *mm* bis 4 *cm* beträgt. Der Mineralbestand ist durch die Kombination von Hornblende, Feldspat (Plagioklas), Quarz, Chlorit, Muskovit, Biotit, Granat und Epidot gegeben.

Hornblende.

Die Größe der gestreckten Hornblendeindividuen übersteigt in Amphiboliten selten 6 *mm*, nur bei Garbenschiefern wird sie bedeutender. Mit freiem Auge schwarz zeigen die Hornblenden u. d. M. helles Bräunlichgelb bis dunkles Bläulichgrün mit starkem Pleochroismus. Das Absorptionsschema ist für die meisten untersuchten Fälle

γ	$>$	β	$\geqq$	α
bläulichgrün		bräunlichgrün bis olivengrün		grünlichgelb bis hellgelb

Die Umrisse sind scharf begrenzt in der Prismenzone, Endflächen schlecht oder gar nicht ausgebildet. Beobachtet wurden 100, 110 und die entsprechenden Gegenflächen. Die Auslöschungswinkel schwanken in Schnitten mit Austritt der optischen Normalen, $c\ \gamma$ zwischen 14° und 17°. Gemessen wurde zum Beispiel:

Hochgrössen, Lahngang	17°
Hochschwung, Hochkoppe	14°
Hochschwung	14°
"	15·5°
Rotwand, Reitersee	16°
Reitersee	14°
Reitereck, Steinwandspitz	14°
" "	14·5°
Bärwurzzinken, Speikleiten	16·5°

Die Stärke der Doppelbrechung betrug nach Messungen an Schliffen vom Reitereck, Steinwandspitz für $\gamma - \alpha = 0·0192$ bis 0·0188, $2 V \alpha$ wurde bestimmt mit 60° bis 64° (Hochschwung, Hochkoppe).

Verwachsungen mit Biotit wurden zuweilen beobachtet, und zwar ist die Verwachsungsfläche bei der Hornblende 010, beim Biotit 001, die Farbe des Biotits ist sienabraum bis gelblichweiß.

Plagioklas.

Der Plagioklas tritt in den Amphiboliten in wechselnder Menge auf, von seiner Menge hängt die Bezeichnung des Gesteins ab, gewöhnlich ist er in den helleren Bändern gehäuft und zusammen mit einigen Quarzkörnern vorhanden. In dieser Form bildet der Plagioklas mit dem Quarz Kornflasern. Der Kristallhabitus einzelner größerer Individuen ist leistenförmig gestreckt oder kurze breitere Prismen, die ersteren wie die letzteren mit und ohne Albitzwillingslamellen. An einem Schliff vom Steinwandspitz wurden die erwähnten Einschlüsse beobachtet an einem Plagioklaskern, welcher mit einschlußfreiem Saum umgeben ist. Der Plagioklas ist ein Albit oder Oligoklas, zuweilen mit inverser Zonenstruktur. Einige typische Messungen sollen angeführt werden:

	Auslöschungswinkel	*An*-Gehalt
Reitereck, Steinwandspitz, ⊥ α	0°	20%
" " ⊥ *MP*	— 11°	9·5%
" " ⊥ *MP*	— 12°	8%
Rotwand, Reitersee ⊥ α	— 18°	—
Hochschwung, Hochkoppe, ⊥ α und ⊥ *MP*	+ 14°	29%
Hochschwung, mit drei Zonen ⊥ α:		
Kern	— 19°	weniger als 4%
Hülle	— 15°	6%
äußerster Saum	— 12°	10%
Hochschwung, ⊥ γ, mit den Spaltrissen von *P* gemessen:		
Kern	+ 19°	6%
innerer Rand	+ 16°	9%
äußerster Saum	— 0·5°	29·5%

Die Plagioklase der Kornflasern ergaben verglichen mit der Lichtbrechung von Quarz für die Kreuzstellung $\alpha' < \varepsilon$, $\gamma' = \omega$, also einen Anorthitgehalt um 20%.

Chlorit (Pennin).

Der Chlorit kommt in Flasern vor, die an Muskovit erinnern; seine Verbreitung ist ziemlich groß, er nimmt an Menge zu, wenn der Amphibol an Frische abnimmt, doch scheint er nicht direkt ein Verwitterungsprodukt der Hornblende zu sein. Die Interferenzfarben sind blaugrau bis graugelblich, selten lavendelblau. Die Auslöschung ist undulös bei Schnitten, die senkrecht zur Basis getroffen sind. Zwillingsbildungen sind häufig, Pleochroismus deutlich α hellolivengrün > γ weißgrün. Die Stärke der Doppelbrechung wurde gemessen an einem Schliff vom Reitereck, Steinwandspitz: $\gamma - \alpha = 0{\cdot}0039$ bis $0{\cdot}0045$. $2\,V\gamma = 59^0$. Dispersion wurde keine beobachtet. Der optische Charakter ist positiv, α' schwingt bei Schnitten senkrecht zur Hauptspaltung in der Längsrichtung, also parallel den Spaltrissen nach 001.

Der Quarz ist ein deutlicher Quarz der kristallinen Schiefer, er tritt in Kornflasern auf und zeigt verzahnte Struktur. Er weist ebenso wie der Plagioklas die bekannten Kataklaserscheinungen auf, wie Sprünge, Risse, undulöse Auslöschung (der Quarzkörner) etc.

Muskovit tritt in den Uebergangsgesteinen zum Glimmerschiefer häufig auf, er bildet die bekannten Flasern.

Biotit kommt relativ wenig vor, er ist meist von Chlorit begleitet, der ihn gewöhnlich überwiegt. Pleochroismus von bräunlichweiß bis sienabraun. Am Steinwandspitz tritt er neben Chlorit als Umwandlungsprodukt einer zerfressen aussehenden Hornblende auf.

Erz kommt in opaken, unregelmäßig begrenzten Körnchen ziemlich selten vor. Relativ häufig tritt es in Hornblenden in Scharen schwarzer Pünktchen auf.

Epidot bildet meist Körner von dunkelbraungelber bis olivengrüner Farbe, seine Interferenzfarben sind infolge der starken Eigenfärbung nicht mehr zu erkennen. Die Auslöschung ist schief. Er entspricht sehr eisenreichen Mischungen und besitzt gewöhnlich einen hellen Rand eines eisenärmeren farblosen Epidotes.

Zoisit mit den farblosen Rändern des Epidotes identisch, mit starker Lichtbrechung, aber niederen Interferenzfarben, gerader Auslöschung mit den Spaltrissen nach M, tritt auch selbständig in Form von gestreckten Säulchen mit abgerundeten Kanten und Ecken auf.

Apatit tritt in Form von winzigen Nädelchen mit Vorliebe im Plagioklas auf.

Granat kommt häufig vor, er wird reichlicher, wo sich das Gestein den Glimmerschiefern nähert, in die der Amphibolit eingeschaltet ist.

Turmalin in kleinen Säulchen, Pleochroismus ω (bläulichgrün) > ε (gelblich), optisch negativ, einachsig, Mangel an Spaltrissen, kommt selten vor.

Titanit tritt in kleinen scharf begrenzten Kriställchen in den meisten Gesteinstypen auf. Die Umrisse sind entweder flach rhombenförmig oder steil rhombenförmig mit einer Abstumpfung der Rhombenecken an dem stumpfen Eck. Zwillingsbildungen sind hier selten.

Das spezifische Gewicht eines typischen Amphibolites von der Reuteralm wurde an einem größeren Handstück mit Hilfe einer hydrostatischen Wage mit 3·032 bestimmt.

10. Die „jüngere" Quarzphyllitgruppe.

Als hierhergehörige Gesteine sind vor allem die schon von Vacek als solche bezeichneten Gesteine im Paltental anzuführen. Ihr wesentliches Merkmal scheint die konkordante Lagerung mit graphitischen Schiefern zu sein, ferner die stets blättrige Struktur. Die verschiedenen Typen können als Graphitschiefer, Glanzschiefer, Chloritschiefer, Talkschiefer und Kalkphyllite bezeichnet werden. Vacek nennt sie in letzter Zeit Karbonschiefer. Als typisch hierhergehörig möchte ich jene dunklen oder schwarzen, feingefältelten Phyllite anführen, welche in dieser Ausbildungsweise für den Horizont charakteristisch sind. Die Verbreitung von Chloritoidgesteinen, deren Vorhandensein von Foullon nachgewiesen wurde, scheint nicht so bedeutend zu sein. Eine Anzahl von Gesteinen führen wohl Chloritoide, jedoch nur untergeordnet. Ein typischer Ottrelithschiefer wurde auf der Reiteralm gefunden — Ottrelithporphyroblasten enthaltend — in enger Verbindung mit Glimmerschiefern. In den Karbonschiefern sind derartige Bildungen nicht bekannt.

11. Grüne Schiefer und Grünsteine.

Eine stratigraphisch wie petrographisch zusammengehörige Gruppe bilden die von den älteren Autoren als Silur zusammengefaßten Gesteine. Es sind dies meist hellgrüne Tuffe, seltener Chloritschiefer. Die von Heritsch als Porphyroide bezeichneten Gesteine zusammen mit Klastoporphyroiden, Serizitschiefern etc., wie sie am Dürrenschöberl vorkommen, sind charakteristisch für diese Gruppe. Sandig aussehende grünlichweiße Gesteine mit weißen Feldspateinsprenglingen oder hellgrüne schwach geschieferte Gesteine ohne Einsprenglinge von mattem unscheinbarem Aussehen wurden hier beobachtet. In Chloritschiefern des Dürrenschöberls sind Gesteine von dunklerem Aussehen erhalten, welche neben Chlorit und Epidot noch Hornblende erhalten haben.

12. Die Peridotitgesteine.

Von den zwei Peridotitstöcken des Lärcheck und Hochgrössen soll der letztere ausführlicher beschrieben werden. Ueber die Lagerung sei noch erwähnt, daß der Serpentinstock im Süden von

Schiefergneis überlagert wird, im Norden liegt der Serpentin auf einem Quarzphyllit, der mit Schiefergneis verwandt zu sein scheint. Was das Alter der Peridotitintrusion vom Hochgrössen betrifft, so läßt sich sagen, daß die Intrusion zweifellos nach der Entstehung des Altkristallin erfolgt ist, da dasselbe metamorphosiert wurde und Reaktionsmetamorphismus durch das Auftreten von Granatamphibolit nachweisbar ist. In welchem Verhältnis der Peridotit zur Gesteinsausprägung des Altkristallin steht, läßt sich nicht mit Sicherheit sagen, doch dürften sie zeitlich nicht sehr verschieden sein. Der Peridotit vom Hochgrössen ist in seiner normalen Ausbildungsweise ein graugrünliches, dunkles Gestein von großer Zähigkeit, das meist in massiger, seltener plattiger Ausbildung auftritt. Die stärker vewitterten Stücke zeigen im Bruch stets hellere Ränder gegen die dunklen Innenpartien. Das erste Verwitterungsstadium scheint eine Farbveränderung von einem glänzenden dunkelgrün im frischen Bruch in ein mattes schwarz zu sein. Erst im weiteren Verlauf wird die Oberfläche hell. Die meisten Gesteinstypen sind als Dunit zu bezeichnen, da sie neben Olivin, Antigoritserpentin nur Chromit führen. Amphibolperidotite wurden als Randfazies beobachtet, Harzburgite, die neben den angeführten Bestandteilen auch einen rhombischen Pyroxen enthalten, wurden bis jetzt nicht gefunden. Dagegen tritt in einigen Gesteinen neben Serpentin ein Chlorit auf, der ein anderes Mineral als Olivin gewesen sein kann. Anhäufungen von Chromit kommen in ähnlicher Weise wie in Kraubat vor. Dasselbe gilt von den Serpentinen, die in gebänderter flammiger, dunkelgrün bis hellgrün durchscheinender Abart wechseln.

Der Olivin herrscht zuweilen noch über den Serpentin vor, in diesem Falle tritt die richtungslos körnige Struktur des Gesteins noch hervor, wo dagegen der Serpentin in größerer Menge vorhanden ist, nimmt das Gestein einen dichten Habitus an. U. d. M. zeigt sich der Olivin stets in einer Weise mit Antigorit verwachsen, die Weinschenk und Becke für gewisse alpine Peridotite als charakteristisch beschrieben haben. Die Olivinkörner sind durch den Blätterserpentin zerteilt, ließen jedoch als häufigste Formen 010,110 erkennen. Im durchfallenden Lichte sind sie farblos bis schwach grünlich, von starkem Relief. Sie enthalten zuweilen kleine Erzkörnchen eingeschlossen. Der Achsenwinkel schwankt zwischen optisch neutralen, optisch positiven mit schwacher Hyperbelkrümmung und optisch negativen, gleichfalls mit schwacher, aber deutlicher Krümmung. Der Olivin ist demnach ein Forsterit mit zirka 8—12% Fayalitsilikat nach der Tabelle von M. Stark[1]).

Zuweilen macht sich eine Andeutung von Maschenstruktur des umwandelnden Serpentins bemerkbar, und zwar bei solchen Gesteinen, die noch viel Olivin führen, aber schon lange der atmosphärischen Verwitterung ausgesetzt waren. Von einer Zonarstruktur der Olivine ist nichts zu sehen, wenn nicht die Schwankungen in der optischen Orientierung eine solche vertreten. Der vorherrschende Olivin ist jedoch stets der eisenärmste.

---

[1]) Tschermaks Mitt., XXIII., S. 451.

Der Antigorit verleiht, wo er vorherrscht, dem Gestein eine hellere Färbung. Er kann den Olivin gänzlich ersetzen, wie Stücke von der Dreschnitzer Alm, so daß er neben Chromit den einzigen Gesteinsbestandteil bildet. Wo er neben Olivin vorkommt, durchwächst er diesen in der bekannten Weise, wo er allein auftritt, bildet er zuweilen radial blätterige Aggregate. Seine Farbe ist u. d. M. eine schwach grünliche, ohne Pleochroismus, die erste Mittellinie α tritt an Blättchen parallel der Spaltbarkeit senkrecht aus, die leistenförmigen Durchschnitte zeigen daher in der Längsrichtung stets γ'. Der Achsenwinkel $2\,E\alpha = 23^0$. Die Lichtbrechung des Antigorites ist etwas schwächer als die des Kanadabalsams.

Chlorit tritt zuweilen in Blättchen auf, die an den leistenförmigen Durchschnitten in der Längsrichtung α' zeigen. An Schnitten parallel der deutlichen Spaltfläche tritt γ aus mit einem bedeutend größeren Achsenwinkel, als bei Antigorit. Auch der schwache Pleochroismus des Chlorits wurde beobachtet. Die Interferenzfarben werden auch unternormal bräunlich. Der Chlorit dürfte ein Umwandlungsprodukt einer Hornblende oder eines Pyroxens sein.

Der Chromit tritt in Körnchen auf, die auch regelmäßige Umrisse haben können, gewöhnlich aber in Gruppen vorkommen, die durch Antigorit zerteilt sind, so daß sie oft fetzenförmige Umrisse zeigen.

Wo die atmosphärische Verwitterung weiter vorgeschritten ist, zeigt sich im Dünnschliff bräunliche limonitische Verfärbung sowie Körner eines Karbonates, dessen Lichtbrechung für ε etwas schwächer ist, als die des Antigorites, dagegen für ω bedeutend stärker. Der Brechungsquotient bei Antigorit beträgt für $\alpha = 1{\cdot}560$, $\gamma = 1{\cdot}571$, bei Magnesit für $\omega = 1{\cdot}717$, $\varepsilon = 1{\cdot}515$. Es handelt sich also um Magnesit.

Eine Analyse eines Peridotits vom Hochgrössen mit Olivinresten und Chromit ergab folgende Daten. Spez. Gewicht: 2·942.

Gewichtsprozente:

SiO_2	36·41
TiO_2	0·18
Al_2O_3	2·77
Cr_2O_3	1·56
Fe_2O_3	11·60
FeO	2·71
MnO	—
MgO	36·79
CaO	0·18
Na_2O	0·45
K_2O	0·15
H_2O bis 110°	0·16
über 110°	7·66
Summe	100·62

Analysenbelege:

1. 0·9823 *g* Einwage ergab 0·3577 *g* SiO_2, 0·1878 *g* $Al_2O_3 + Cr_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3$, 0·01536 *g* Cr_2O_3 (kolorimetrisch), 0·0021 *g* TiO_2 (= 0·20% — 0·02% Korr. für die Farbe des Eisensulfates), Fe_2O_3 als FeO titriert verbrauchte 17·00 *ccm* Perm. (1 *ccm* Perm. — 0·00591 *g* *Fe*). 0·0018 *g* CaO, 1·0033 *g* $Mg_2P_2O_7$.

2. 0·4984 *g* ergaben 0·0054 *g*, $KCl + NaCl$, 0·0038 *g* K_2PtCl_6.

3. 0·8979 *g* ergaben bis 110° 0·0014 *g*, über 110° 0·0688 *g* H_2O.

4. 0·5897 *g* aufgeschlossen mit Schwefelsäure und Flußsäure verbrauchten 2·25 *ccm* Perm. (1 *ccm* Perm. — 0·005526 *g* *Fe*.)

Granat-Hornblendefels.

Am Südkontakt des Peridotits gegen den Gneis tritt ein ziemlich feinkörniges Hornblendegestein auf, das neben Hornblende nur aus Granat und viel Titanit besteht. Vorherrschend ist die Hornblende, gegenüber von Granat, jedoch ohne eigene Umrisse, bis auf einzelne größere porphyrische Einsprenglinge von ungefähr 1 *cm* Durchmesser. Diese sind jedoch selten. U. d. M. zeigt die Hornblende deutlichen Pleochroismus γ hellgrün >, β bräunlichhellgrün > α, blaßgrün. $c\,\gamma$ beträgt für die Einsprenglinge 12°, für die normale Hornblende 14°. Granat ist ungefähr ein Drittel der Hornblendemenge vorhanden. Das Ganze ist von Titanitkristallen poikilitisch durchwachsen. Der Titanit zeigt die normale rhombenförmige Ausbildungsweise und ist nur ein wenig gerundet (Weckenform).

Hornblendeperidotit vom Talhof im Paltental.

Zum Schluß soll noch ein neues Gestein angeführt werden, dessen Fundort zirka 30 *m* oberhalb des Talhofes bei Rottenmann in der kleinen Bachrinne, die am Talhof vorbeigeht, aufgeschlossen ist. Es ist ein schwarzes, fast nur aus großen (mehreren Zentimetern) Hornblendekristallen bestehendes Gestein. Die Spaltflächen der Hornblenden zeigen matte Körnchen, welche sich als poikilitische Durchwachsungen durch ein anderes Mineral zu erkennen geben. Da das ganze Gestein stark zersetzt ist, konnten außer der Hornblende keine anderen primären Minerale bestimmt werden. Aehnliche Gesteine wurden unweit vom Talhof beim Amesbichler, jedoch in noch schlechterem Erhaltungszustand, gefunden. Das Gestein erinnert an den von Berwerth[1]) beschriebenen Amphibolperidotit aus dem Orotvaibach bei Ditro, von welchem Gestein ich im Jahre 1917 Gelegenheit hatte, Handstücke zu sammeln. In welchem Lagerungsverhältnis der Peridotit vom Talhof zu den Quarzphylliten steht, konnte infolge der geringen Aufschlüsse noch nicht festgestellt werden, doch dürfte es sich auch hier um ein Gestein handeln, das in der alten Gneißmasse steckt oder in den „älteren" Quarzphylliten, später durch die Karbonschiefer überlagert und neuerdings durch Erosion wieder ans Tageslicht gekommen ist.

---

[1]) Der Eläolithsyenitstock d. Piricske etc., Jahrb. d. siebenbürg. Karp.-Ver. XXV., 1905.

Inhaltsverzeichnis.

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien III. Steingasse 25.

Tafel IV.

E. Spengler:
Das Aflenzer Triasgebiet.

Erklärung zu Tafel IV.

Die Zeichenerklärung gilt im allgemeinen in gleicher Weise für die Karte und Profile. Nur die auf der Karte von rechts oben nach links unten verlaufende Signatur für „Grauwackenphyllit" ist auf den Profilen der Schichtlage parallel, die auf der Karte N—S verlaufende Schraffur für „karnischen Kalk" auf den Profilen senkrecht zur Schichtlage gestellt.

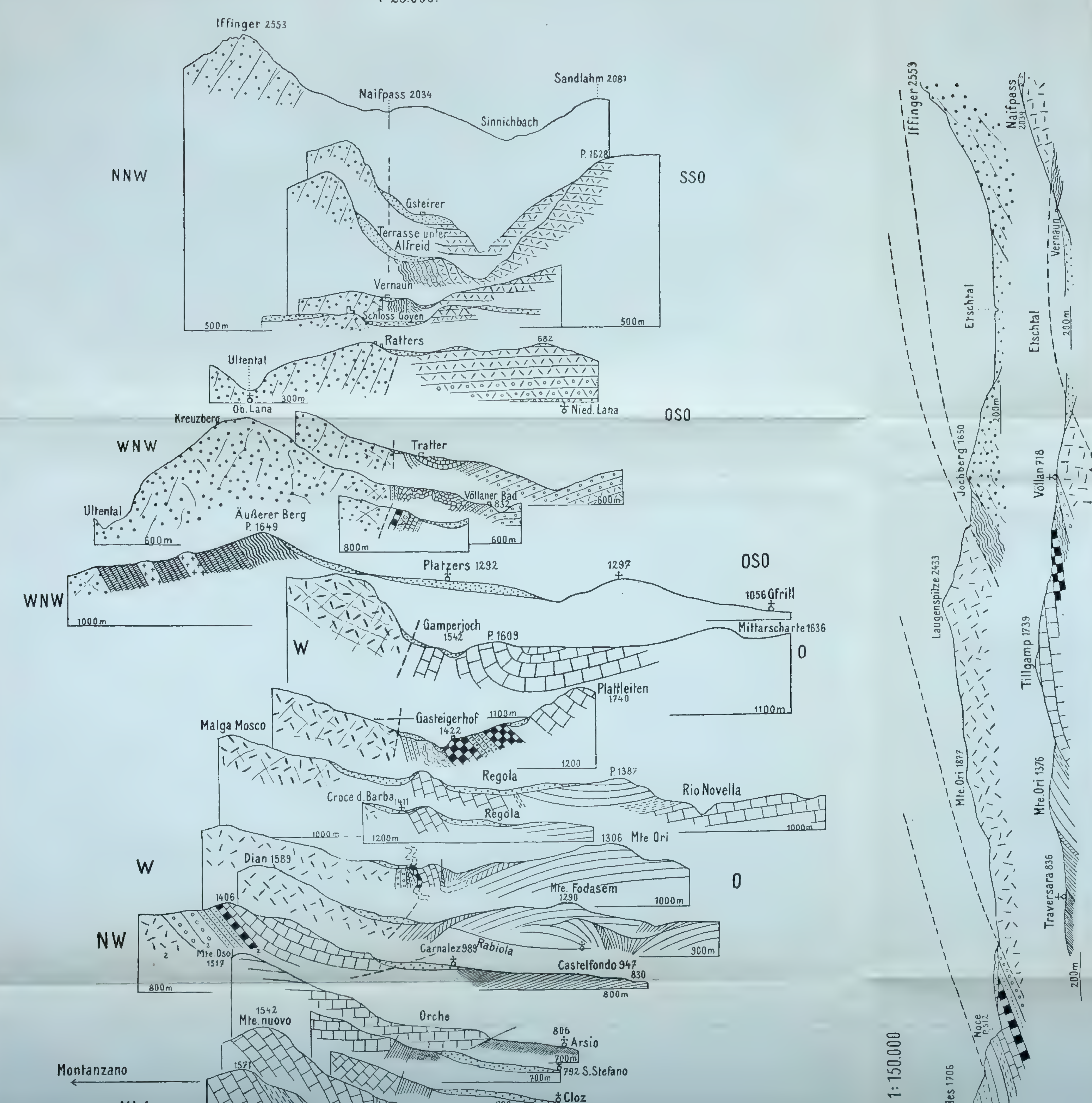
Der Verrucano ist durch Kreise bezeichnet (die Signatur ist in der Zeichenerklärung irrtümlicherweise ausgeblieben).

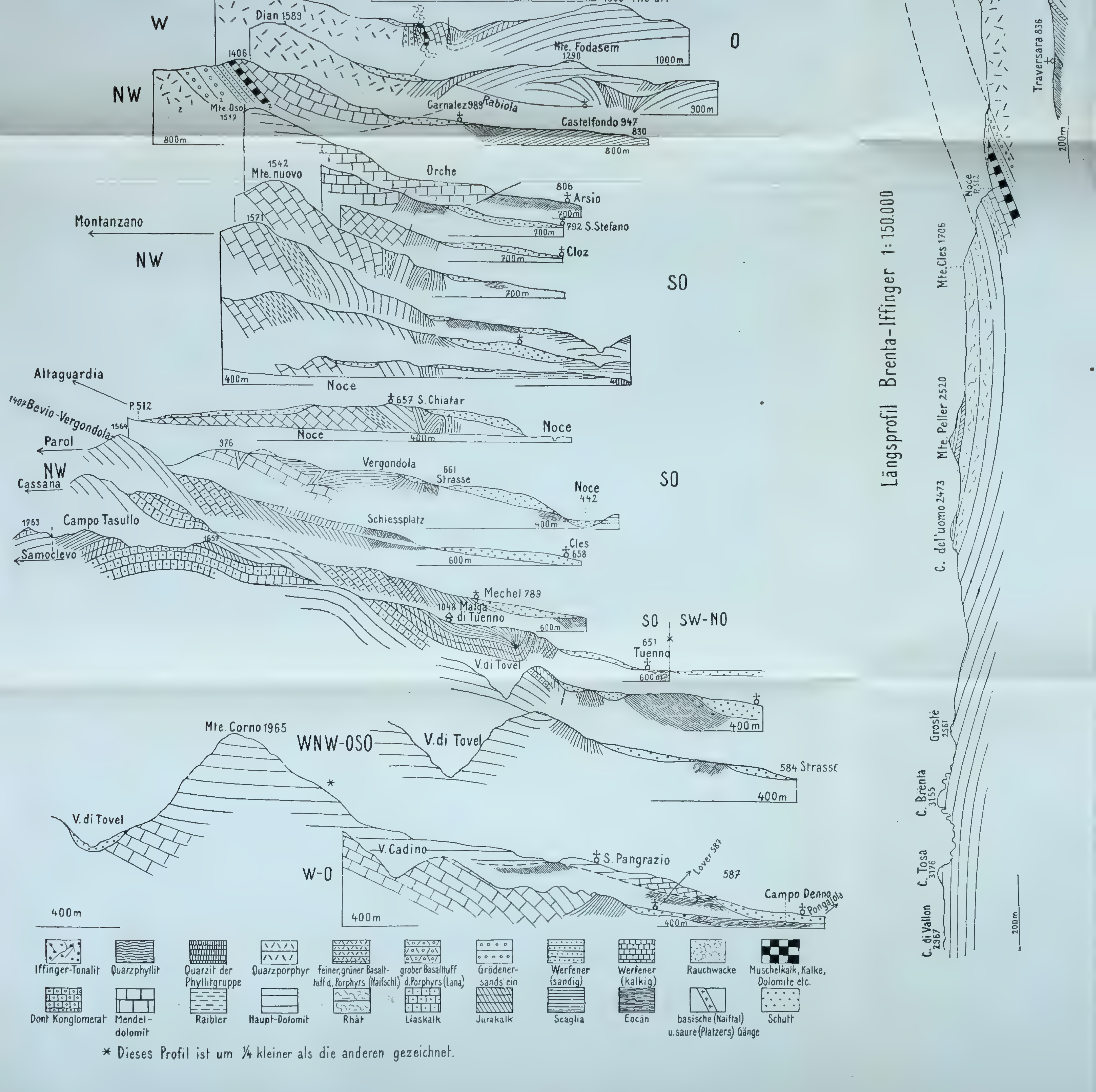
Unscharfe Grenzen zwischen Schichtgruppen sind auf Karte und Profilen dadurch zum Ausdrucke gebracht, daß die Grenzkonturen weggelassen wurden. Der allmähliche Uebergang von Wettersteinkalk in Ramsaudolomit wurde durch Kleiner-(Punktähnlicher)werden der Kreuze, derjenige von karnischem Kalk in karnischen Dolomit durch Kürzer-(Punktähnlicher)werden der vertikalen Striche angedeutet. Bei Ramsau-, karnischem und Hauptdolomit gilt die Regel: Je dichter die Punktierung, desto dunkler der Dolomit. Die Carditaschichten der Riffzone wurden wegen ihrer äußerst geringen (z. B. am Festlbeilstein nur 2 *m*, stellenweise vielleicht noch weniger betragenden) Mächtigkeit nur mit einer Liniensignatur bezeichnet. Mit * ist in der Karte die Halorellenfundstätte (p. 11) an der Westseite des Oisching kenntlich gemacht. Um jede Verwechslung mit Reingrabener Schiefer-Bändern unmöglich zu machen, sind die Dislokationen nicht durch stärkere Linien hervorgehoben, aber zum Teil daran kenntlich, daß sie über die Grenzkontur hinausragen.

Das Profil V folgt genau der Kammlinie der Hochangergruppe.

Auf die Eintragung der südöstlich vom Stübmingbache (in der Südostecke der Karte) auftretenden Grauwackengesteine wurde verzichtet, da dieselbe sonst nirgends auf der Karte erscheinende Signaturen erfordert hätte.

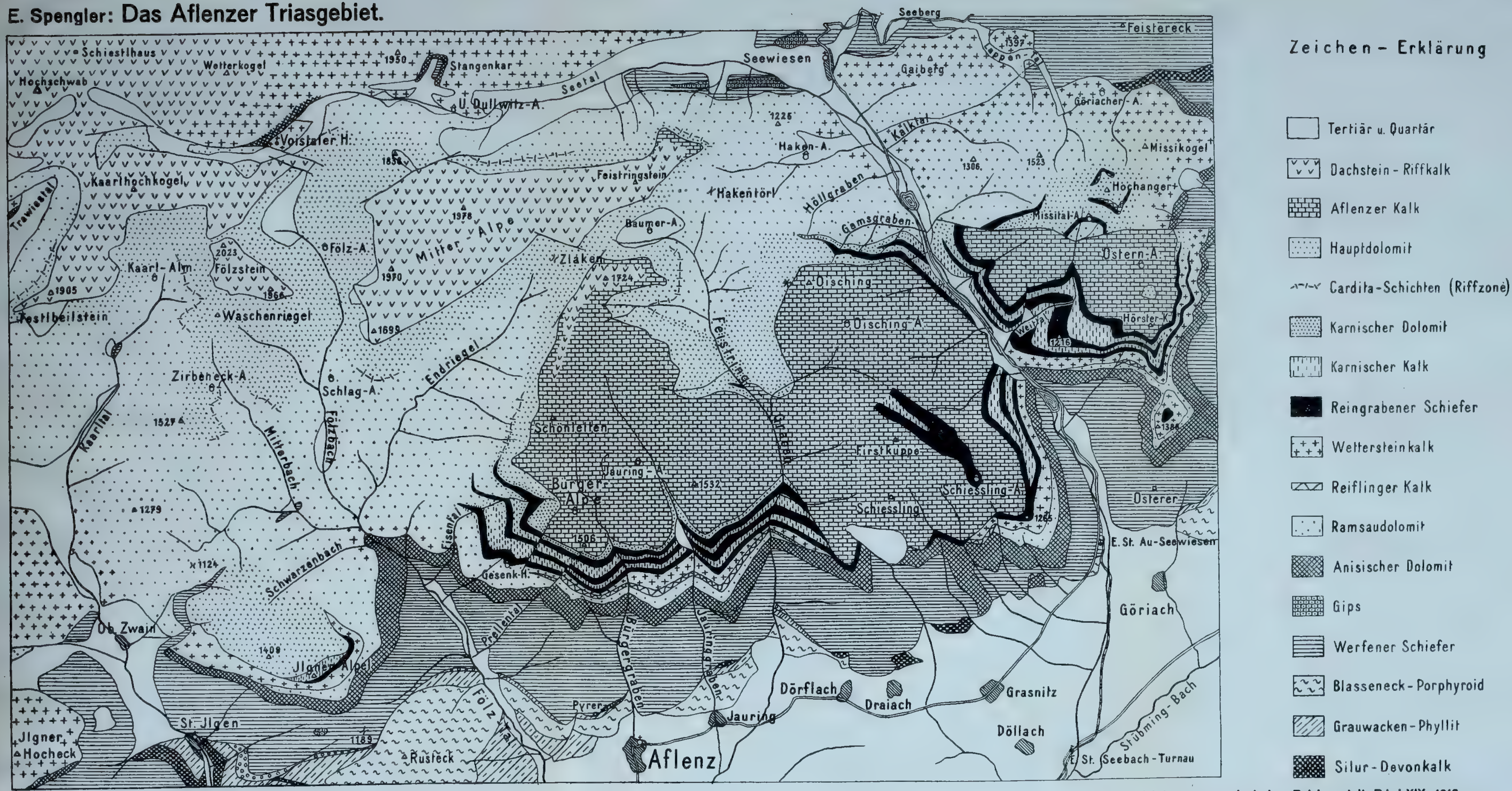
Maßstab der Karte und der Profile: 1 : 50.000.


Profile durch die Nonsberger-Linie
(Molveno-Gamperjoch-Naifpass)
1:25.000.
Iffinger 2553
Naifpass 2034
Sandlahm 2081
Sinnichbach
NNW
SSO
P. 1628
Gsteirer
Terrasse unter Alfreid
Vernaun
Schloss Goyen
500m
500m
Ratters
682
Ultental
300m
Ob. Lana
Nied. Lana
OSO
Kreuzberg
WNW
Tratter
Völlaner Bad
832
600m
Ultental
Äußerer Berg
P. 1649
600m
800m
600m
Platzers 1292
1297
OSO
WNW
1000m
1056 Gfrill
Gamperjoch
1542
P. 1609
Mittarscharte 1636
W
O
Plattleiten
1740
1100m
Malga Mosco
Gasteigerhof
1422
1100m
1200
Regola
P. 1387
Rio Novella
Croce d. Barba
1411
Regola
1000m
1200m
1000m
1306 Mte Ori
W
Dian 1589
O
Mte. Fodasem
1290
1000m
1406
NW
Mte. Oso
1517
Carnalez 989
Rabiola
900m
Castelfondo 947
830
800m
800m
1542
Mte. nuovo
Orche
806
Arsio
1571
700m
792 S. Stefano
Montanzano
700m
700m
Cloz
NW
Iffinger 2553
Naifpass
2034
Vernaun
Etschtal
Etschtal
200m
200m
Jochberg 1650
Völlan 718
Laugenspitze 2433
Tillgamp 1739
Mte. Ori 1877
Mte. Ori 1376
Traversara 836
200m
Noce
P. 512
Cles 1706
1: 150.000

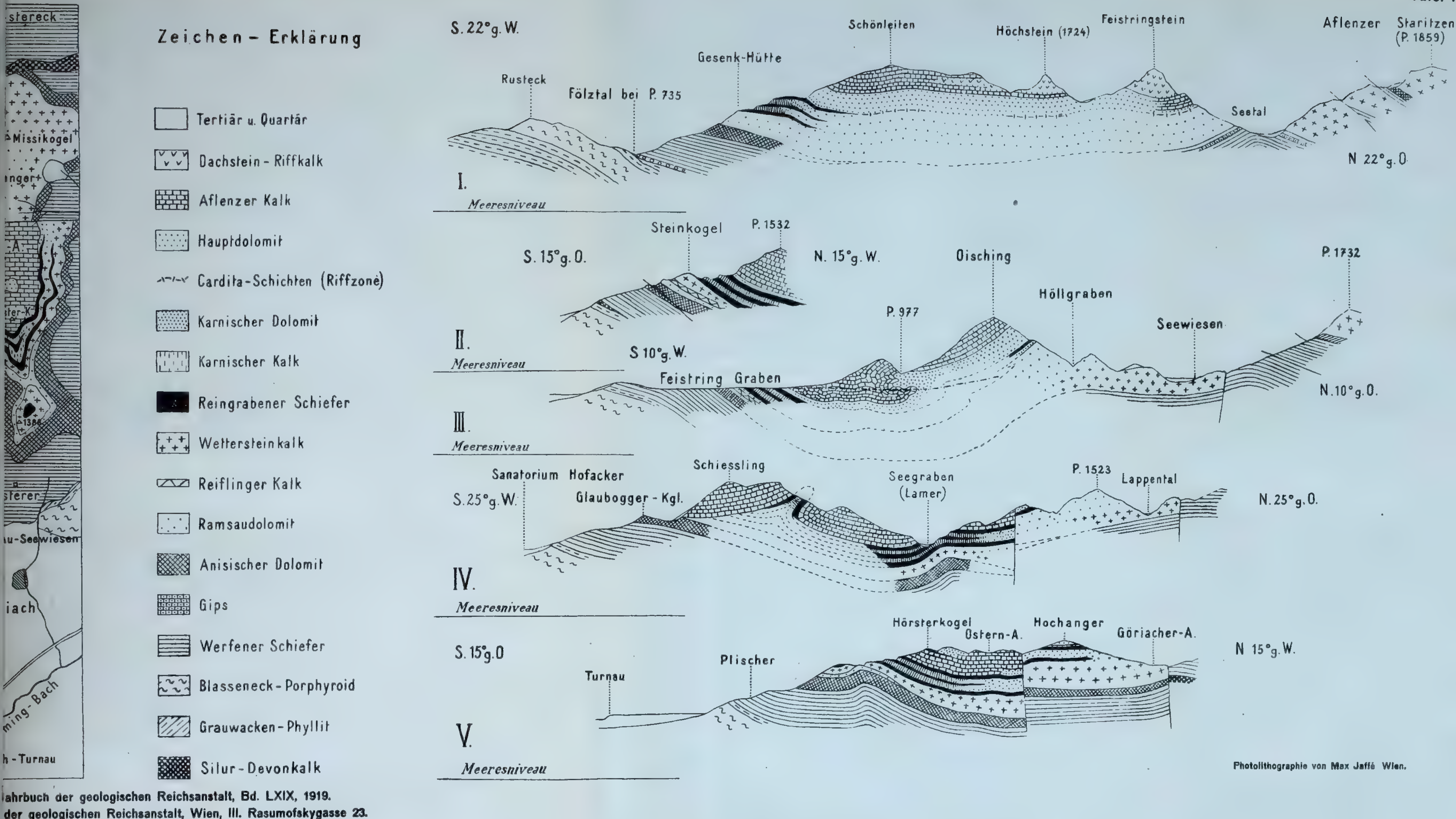


Verlag der Geologischen Staatsanstalt, Wien, III., Rasumofskygasse 23.

E. Spengler: **Das Aflenzer Triasgebiet.**



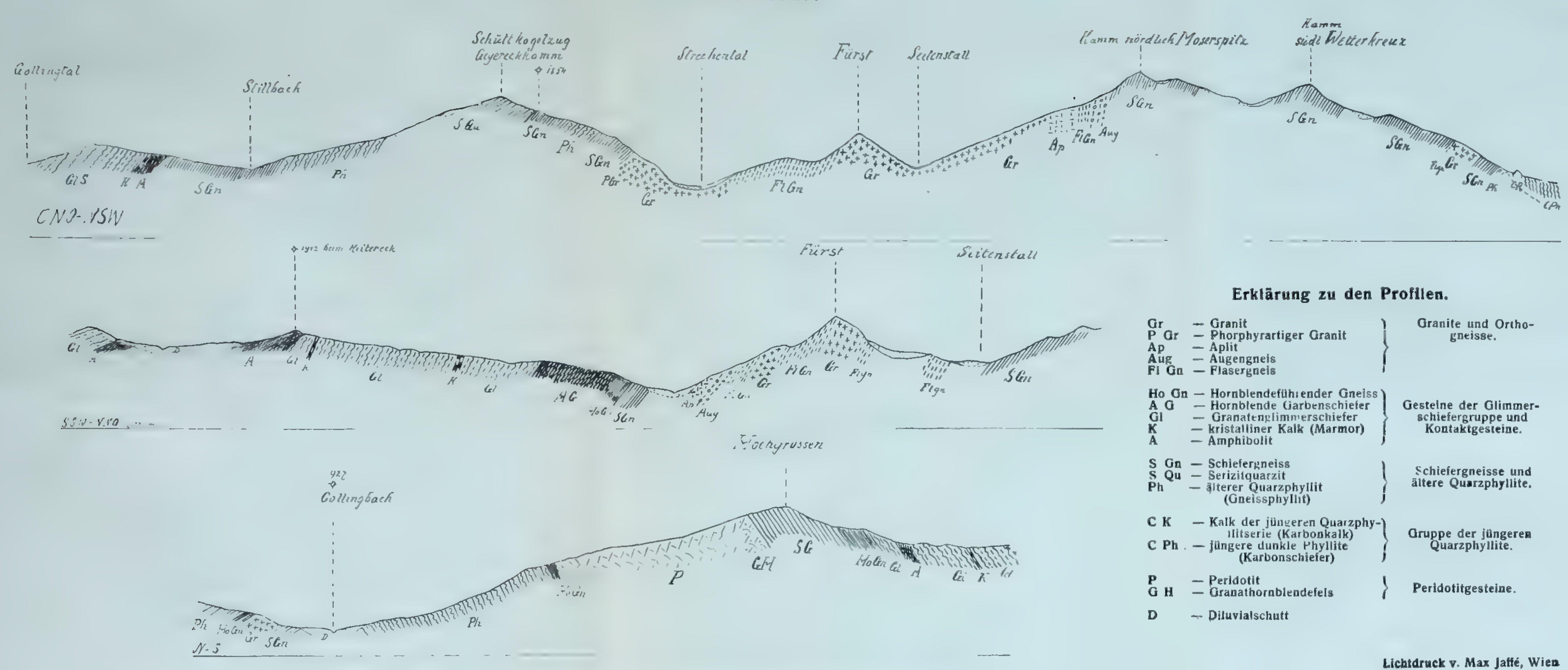
Jahrbuch der geologischen Reichsanstalt, Bd. LXIX, 1919.
Verlag der geologischen Reichsanstalt, Wien, III. Rasumofskygasse 23.



ahrbuch der geologischen Reichsanstalt, Bd. LXIX, 1919.
der geologischen Reichsanstalt, Wien, III. Rasumofskygasse 23.

Profile durch die Bösensteinmasse

Masstab 1 : 50.000



Inhalt.

3. und 4. Heft.

Anmerkung.

Zur Uebereinstimmung mit dem gleichzeitigen Band der „Verhandlungen“ führt dieser vor der Umbenennung der Anstalt begonnene Jahrgang noch den Titel „Jahrbuch der Geol. Reichsanstalt“.

NB. Die Autoren allein sind für den Inhalt und die Form ihrer Aufsätze verantwortlich.

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien III. Steingasse 25.